GEOLOGÍA GENERAL

sarertnocnoside@hotmail.com

Hugo Rivera Mantilla

GEOLOGÍA GENERAL

HUGO RIVERA MANTILLA
Profesor de Geología y Geoquímica de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos y past Director Ejecutivo del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico - INGEMMET

2005

sarertnocnoside@hotmail.com

© **Geología General**
Primera edición 2001
Tiraje 1 000 ejemplares
Depósito legal N° 1501052001-0476
N° ISBN 00982-2004
Impreso en Lima-Perú

Segunda Edición 2005
Tiraje 2 000 ejemplares
Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 1501032005-1035
Reservado los derechos de Autor
Impreso en Lima-Perú

AUSPICIO ACADÉMICO
UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica
Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica
Resolución Rectoral N° 0022-R-05

A mi querida Madre Felicia
y en recuerdo de mi Padre
Francisco

A mi esposa Mélida y a
mis hijas Jessica, Carla
y Karen

sarertnocnoside@hotmail.com

PREFACIO SEGUNDA EDICION

El continuo desarrollo y avance del conocimiento científico y tecnológico nos obliga a actualizarnos permanentemente si es que queremos mantenernos a la altura de los tiempos modernos. Esta es la razón fundamental que ha alentado al autor a publicar una segunda edición de su libro ***Geología General***. Esta nueva versión ha sido totalmente revisada, corregida y actualizada. Se ha puesto particular énfasis en integrar fondo y forma, es decir, una obra con alto nivel de información pero de fácil lectura, complementado con muchas fotografías a colores recientes y gráficos que permitirán al lector una mejor comprensión de los fenómenos geológicos teniendo en cuenta que la geología es una ciencia básicamente visual.

Otra novedad que consideramos importante destacar, es la incorporación del capítulo sobre Ingeniería Geológica como complemento al capítulo sobre Remoción de Masas. Teniendo en cuenta la complejidad geográfica y geológica de nuestro territorio y los fenómenos geológicos que constantemente lo afectan, es casi inevitable que éstos sean los principales causantes de la destrucción de las grandes obras civiles y daños a la población.

Estimado lector, como podrá constatar, se ha tratado de proporcionar con una metodología simple, una visión general de la Geología, de modo tal que pueda ser accesible a los estudiantes universitarios de las especialidades de Geología, Minería, Agronomía, Ingeniería Civil, Biología, Geografía y muy particularmente a los profesores y estudiantes de educación secundaria, como complemento obligatorio de su formación en lo que a ciencias de la tierra se refiere

EL AUTOR

Indice

Capítulo I **1**
GEOLOGÍA **1**
PROCESO HISTÓRICO 1
Evolución de las Ideas Geológicas en el Perú 5
LA GEOLOGÍA: CONCEPTO 8
LA GEOLOGÍA: CONTENIDO 8
1.- Historia de la Tierra 9
2.- Geodinámica 9
3.- Materiales de la Tierra 9
EL TIEMPO GEOLÓGICO 11
EDADES RELATIVAS Y ABSOLUTAS 12
PRINCIPIOS GEOLÓGICOS PARA DETERMINAR EDADES RELATIVAS . 12
STENO: Principio de la Horizontalidad original 12
STENO: Principio de la Superposición 13
SMITH: Principio de la Sucesión Faunística 15
HUTTON: Principio del Uniformismo o Uniformitarismo 15
LYELL: Principio del Actualismo 15
EDADES ABSOLUTAS 15
PROCESOS GEOLÓGICOS 18
Procesos de Origen Externo o Exógenos 18
Procesos de Origen Interno o Endógenos 19
Agentes Geológicos 19
CICLO GEOLÓGICO 19
Característica de un Ciclo 20

CAPITULO II **23**
ORIGEN Y EVOLUCIÓN DEL UNIVERSO **23**
GALAXIAS 23
CÚMULOS ESTELARES 24
ESTRELLAS 26
PULSARES 27
CUÁSARES 27
AGUJEROS NEGROS 28
TEORÍAS SOBRE EL ORIGEN DEL UNIVERSO 28
A).-Las que plantean un Universo Evolutivo o Explosivo 28
B).-Las que plantean un Universo Estacionario 29

EVOLUCION FUTURA DEL UNIVERSO 29
EL SISTEMA SOLAR 30
El Sol 30
Mercurio 31
Venus 31
La Tierra 32
Marte 34
Los Asteroides 34
Júpiter 35
Saturno 36
Urano 36
Neptuno 36
Plutón 38
Los Cometas 38
CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DEL SISTEMA SOLAR 39
TEORÍAS SOBRE EL ORIGEN DEL SISTEMA SOLAR 40
a) Teorias Naturales o Evolucionarias 40
b) Teorias Catastróficas 42
HIPÓTESIS SOBRE EL ORIGEN DEL SISTEMA SOLAR 42
Hipótesis Nebular 42
Hipótesis Planetesimal 43
Hipótesis de la Marea Solar 44
Teoría Cosmogónica 44
Hipótesis de Weizsacker 45
Teoría del choque de dos Nebulosas 45

Capítulo III 47
LA TIERRA 47
ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA Y COMPOSICIÓN 47
Ondas Sísmicas 47
Discontinuidades Sísmicas 49
Los Meteoritos 50
Estructura del Interior de la Tierra 51
Corteza 52
Manto 52
Núcleo 53
COMPOSICIÓN GEOQUÍMICA DE LA TIERRA 53
EL CAMPO GRAVITACIONAL DE LA TIERRA 54
VARIACIONES Y CORRECCIONES DE LA GRAVEDAD 55
Isostasia 57
EL MAGNETISMO TERRESTRE 59
Magnetosfera 62
EL CALOR TERRESTRE 62
Propiedades Térmicas de la Tierra 62

Capítulo IV 67
MINERALES Y ROCAS 67
CRISTALOGRAFÍA 69
LA CRISTALIZACIÓN 69
CRISTALOGRAFÍA GEOMÉTRICA 70
1. Elementos Reales 70
2. Elementos Imaginarios 71
RED ESPACIAL 72
EJES CRISTALOGRÁFICOS 73
NOTACIÓN CRISTALOGRÁFICA 73
SISTEMAS CRISTALINOS 75
1. Sistema Cúbico 75
2. Sistema Tetragonal 76
3. Sistema Hexagonal 76
4. Sistema Trigonal o Romboédrica 77
5. Sistema Rómbico 78
6. Sistema Monoclínico 78
7. Sistema Triclínico 79
MINERALOGÍA 80
PROPIEDADES FÍSICAS DE LOS MINERALES 80
Color 81
Brillo 81
Raya 81
Diafanidad 81
Exfoliación 82
Clivaje o Crucero 82
Fractura 83
Dureza 84
Tenacidad 84
Peso Específico 85
Propiedades Organolécticas 85
Propiedades Magnéticas 86
Radiactividad y Propiedades Radiactivas 86
VARIABILIDAD DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA 89
HÁBITOS Y AGREGADOS CRISTALINOS 89
SISTEMATIZACIÓN DE LOS MINERALES 92
PIEDRAS PRECIOSAS 94
GÉNESIS DE LOS MINERALES 97
PETROLOGÍA 98
Las Rocas 99
Minerales Petrográficos 99
Estructura de las Rocas 100
Textura de las Rocas 100
Génesis de las Rocas 100

Capítulo V **103**
ROCAS ÍGNEAS **103**
EL MAGMA 103
Cristalización Magmática 104
Evolución Magmática 106
Minerales de las Rocas Ígneas 108
CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS ÍGNEAS 108
1. Contenido de Sílice 109
2. Saturación de Sílice 110
3. Saturación Alúmina 110
4. Índex Álcalis Óxido de Calcio 110
CUERPOS ÍGNEOS INTRUSIVOS: 111
Ocurrencia 111
Texturas y Estructuras 113
Principales Rocas Plutónicas 115
Granito 115
Granodiorita 115
Diorita 115
Gabro 115
Sienitas 115
Rocas Ultramáficas 117
ROCAS VOLCÁNICAS 117
Ocurrencia 117
Texturas y Estructuras 118
Principales Rocas Volcánicas 119
Riolitas 119
Dacitas 119
Andesitas 119
Traquitas 120
Basaltos 120
Diferencias entre rocas ígneas 120

Capítulo VI **125**
METEORIZACIÓN **125**
LA ATMÓSFERA 125
Humedad Atmosférica 126
Clima 126
PROCESO GEOLÓGICO DE LA ATMÓSFERA 127
METEORIZACIÓN 127
a) Meteorización Física 128
1. Cambio de Temperatura 128
2. Acción de las Heladas 130
b). Meteorización por Actividad Orgánica 130
c) Meteorización Química 132

Capítulo X **207**
ACCIÓN GEOLÓGICA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS **207**
AGUAS SUBTERRÁNEAS 208
TIPOS DE AGUAS SUBTERRÁNEAS 208
MOVIMIENTO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS 210
ZONAS DE AGUAS SUBTERRÁNEAS 212
PROCESOS GEOLÓGICOS DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS 213
Proceso Erosivo 213
Proceso de Transporte 215
Proceso de Deposición 215
MANANTIALES O FUENTES 220
FUENTES TERMALES Y GÉISERES 220
PROBLEMÁTICA EN EL USO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS 223
SISTEMA KÁRSTICO EN EL PERÚ 227
CUEVA DE LAS LECHUZAS 227
LA CUEVA DE HUAGAPO 228

Capítulo XI **229**
ACCIÓN GEOLÓGICA DEL MAR **229**
TOPOGRAFÍA MARINA 229
MOVIMIENTO Y CIRCULACIÓN OCEÁNICA 232
Las corrientes 232
Las Mareas 233
OLAS 234
PROCESOS GEOLÓGICOS DEL MAR 236
Proceso Erosivo 236
Proceso de Transporte 237
Proceso de Deposición 240
ARRECIFES 243

Capítulo XII **247**
ACCIÓN GEOLÓGICA DE LOS GLACIARES **247**
FORMACIÓN DE UN GLACIAR 248
Origen del Hielo 249
PARTES DE UN GLACIAR 250
MOVIMIENTO DEL GLACIAR 251
CLASIFICACIÓN DE LOS GLACIARES 252
PROCESOS GEOLÓGICOS DE LOS GLACIARES 253
Proceso de Erosión 253
Modelado por Erosión Glaciar 255
Proceso de Transporte 258
Proceso de Deposición 259
1, Depósitos sin Estratificar 259
2. Depósitos Estratificados 260

LA GLACIACIÓN Y SUS CAUSAS 264
Causas de la glaciación 264

Capítulo XIII 267
ACCIÓN GEOLÓGICA DE LOS VIENTOS 267
PROCESOS GEOLÓGICOS DEL VIENTO 269
Proceso Erosivo 269
Proceso de Transporte 271
Proceso de Deposición 272
Partes de una duna 273
Migración de las Dunas 273
Tipos de Dunas 274
a. Barjanes 274
b. Dunas Transversales 274
c. Dunas Longitudinales 277
d. Dunas Parabólicas 277
e. Dunas Trepadoras 277

Capítulo XIV 279
REMOCIÓN EN MASAS 279
REMOCIÓN DE MASAS 280
AGENTES GEODINÁMICOS 281
El Agua 281
La Gravedad 281
El Sol 281
Otros 281
FACTORES CONDICIONANTES 282
CLASIFICACIÓN DE LOS PROCESOS DE REMOCIÓN 283
1.- FLUJOS HIDRICOS 284
a) Flujo de Barro 284
b) Flujo de Detritos 285
c) Flujos Laháricos 288
d) Solifluxión 288
e) Erosión de cárcavas 290
f) Riadas o Avenidas 290
g) Desbordes 290
h) Inundaciones 290
i) Erosión de Riberas 291
2. REMOCIÓN EN MASAS 291
a) Reptación 291
b) Deslizamientos 295
c) Desprendimientos 297
d) Avalanchas (Aludes) 301
e) Aluviones 301

f) Subsidencia y Hundimiento 302

Capítulo XV 307
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL 307
ESFUERZOS DE DEFORMACION 308
ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS 310
PLIEGUES 311
Causas de la Formación de pliegues 311
Partes de un Pliegue 311
Principales Tipos de Pliegues 314
1. Atendiendo a su forma 314
2. Atendiendo a la inclinación del plano axial. 314
3. Al hundimiento de su eje. 316
4. La configuración de un pliegue 317
MEGAESTRUCTURAS 319
Anticlinorio 319
Sinclinorio 319
FALLAS 320
Partes de una Falla 320
Tipos de Fallas 322
MOVIMIENTOS LENTOS DE LA CORTEZA 326
Movimientos Epirogénicos 326
Movimientos Orogénicos 327
TEORÍAS OROGÉNICAS 327
DERIVA DE LOS CONTINENTES Y TECTÓNICA DE PLACAS 328
a) Bordes constructivos o Divergentes. 330
b) Bordes destructivos o Convergentes. 330
c) Bordes pasivos. 330
TEORÍA DEL GEOSINCLINAL 335
TEORÍA DE LA CONTRACCIÓN TÉRMICA 336
TEORÍA DE LAS CORRIENTES DE CONVECCIÓN 338
TEORÍA DE LOS MOVIMIENTOS VERTICALES 338

Capítulo XVI 341
VOLCANES 341
VOLCANES 343
ACTIVIDAD VOLCÁNICA 345
Tipos de Volcanes 345
Erupciones Volcánicas 346
Tipos de Erupciones 346
PRODUCTOS VOLCÁNICOS 348
Productos Sólidos o Piroclásticos 349
Productos Gaseosos 349
Productos Líquidos 350

MANIFESTACIONES POSTERUPCIÓN 350
TIPOS Y EVOLUCIÓN DE LOS VOLCANES 352
DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA DE LOS VOLCANES 353
VOLCANES EN EL PERÚ 355
PRINCIPALES VOLCANES EN EL PERÚ 356

Capítulo XVII 363
TERREMOTOS 363
SISMOLOGÍA 363
LOS TERREMOTOS 363
ELEMENTOS DE UN TERREMOTO 364
CAUSAS DE LOS TERREMOTOS 365
ONDAS SÍSMICAS 366
SISMÓGRAFOS Y SISMOGRAMAS 368
LOCALIZACIÓN DE LOS TERREMOTOS 369
MAGNITUD E INTENSIDAD DE LOS TERREMOTOS 370
MAREMOTOS O TSUNAMIS 372
TECTÓNICA DE PLACAS Y TERREMOTOS 373
LOS TERREMOTOS EN EL PERÚ 374

Capitulo XVIII 381
INGENIERÍA GEOLÓGICA 381
EL MEDIO GEOLÓGICO Y ANTRÓPICO 382
FACTORES GEOLÓGICOS Y PROBLEMAS INGENIERILES 385
LOS SUELOS EN INGENIERÍA GEOLÓGICA 387
Clases de Suelos 387
TIPOS DE SUELOS 389
ESTADO DE LOS SUELOS 390
CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS DE LOS SEDIMENTOS 391
Depósitos Coluviales 391
Depósitos Aluviales 391
Depósitos Lacustres 392
Depósitos litorales 392
Depósitos Glaciares 392
Depósitos Evaporíticos 393
Depósitos de Climas Tropicales 393
Depósitos Volcánicos 393
LAS ROCAS EN LA INGENIERÍA GEOLÓGICA 394
CLASIFICACION DE LAS ROCAS CON FINES GEOTÉCNICOS 395
Clasificación RMR 396
Clasificación RQD 396
PREVENCIÓN DE RIESGOS GEOLÓGICOS 397

Capítulo XIX 401
GEOLOGÍA HISTÓRICA 401
ESTRATIGRAFÍA 402
Principios de la Estratigrafía 402
PALEONTOLOGÍA 403
El proceso de fosilización 404
Principios paleontológicos 406
LA ESCALA GEOLÓGICA 407
Precambriano 408
Primaria o Paleozoica 409
Secundaria o Mesozoica 411
Terciaria o Cenozoica 416
EL HOMBRE FÓSIL 421
Homínidos 422
Australopithecus 422
EL LINAJE HUMANO 423
Homo Habilis 423
Pithecanthropus 423
Sinanthropus 424
Neanderthalensis 424
Homo Sapiens Sapiens 424

Capítulo XX 427
RECURSOS MINERALES EN EL PERÚ 427
TÉRMINOS GEOLÓGICO-MINEROS 428
ORIGEN DE LOS YACIMIENTOS 429
1.- Depósitos formados por procesos ígneos 429
a) Yacimientos Ortomagmáticos 431
b) Yacimientos Pneumatolíticos 431
c) Yacimientos Pirometasomáticos 431
d) Yacimientos Hidrotermales 431
2.- Depósitos a partir de aguas calientes 432
a) Depósitos exhalativos 432
b) Depósitos estratoconfinados 432
3.- Depósitos formados en superficie o a escasa profundidad 432
a) Depósitos de enriquecimiento supergénico 432
b) Depósitos Residuales 434
c) Depósitos detríticos 434
d) Depósitos sedimentarios 434
4.- Depósitos formados por procesos metamórficos 434
YACIMIENTOS ECONÓMICOS EN EL PERÚ 434
Yacimientos de Hierro 435
Yacimientos de Cobre 436
Yacimientos de Plata 436

Yacimientos de Plomo y Zinc 436
Yacimientos de Oro 436
Yacimientos de Estaño y Tungsteno 439
DESCUBRIMIENTOS E INVERSIONES MINERAS RECIENTES 439
YANACOCHA 439
PIERINA 439
ANTAMINA 440
TIPOS DE YACIMIENTOS EN EL PERÚ 440
1. Magmáticos 440
2. Skarn 441
3. Pórfidos de Cu-Mo 441
4. Chimenea de Brecha 442
5. Volcanogénicos 442
6. Estratiformes y Estratoligados 442
a) Asociación Pb-Zn en Calizas 442
b) Asociación Cu-V en Capas Rojas 443
c) Yacimiento Sedimentario de Hierro 443
d) Asfaltita Vanadíferas 443
7. Yacimientos Hidrotermales 443
a) Cuerpos de Reemplazamiento 443
b) Filones 443
METALOGENIA 445
a) Provincia Metalogénica Occidental 445
1. Subprovincia Cuprífera 445
2. Subprovincia Polimetálica 446
3. Faja Intercordillerana del Sur 446
b) Provincia Metalogénica Oriental 446
ÉPOCAS METALOGÉNICAS 447

CLASIFICACIÓN Y CARACTERÍSTICAS DE MINERALES COMUNES 451

GLOSARIO 481

BIBLIOGRAFÍA 507

Padrino Epónimo de la Promoción de Geólogos 1999 de la Universidad Nacional Jorge Basadre de Tacna y de la Promoción de Geólogos de la UNMSM de 2003.

Padrino de Promoción de Geólogos en la UNMSM, Jorge Basadre de Tacna y de Ingenieros Químicos de la Universidad Pedro Ruiz Gallo de Lambayeque.

1997 designado como INGENIERO DEL AÑO en el ejercicio profesional de la Ingeniería por la Sociedad de Ingenieros del Perú.

1999 como INGENIERO GEOLOGO DISTINGUIDO por el Capitulo de Ingenieros Geólogos del Colegio de Ingenieros del Perú,

2002 como INGENIERO Y EDUCADOR EMINENTE por su dedicación profesional en la Geología Peruana y su aporte a la Educación Universitaria del país, por el Colegio Departamental de Periodistas de Lima y la Asamblea Nacional de Rectores (Los Mejores del Perú 2002).

2003 incorporado como MIEMBRO ILUSTRE del Colegio de Doctores en Educación del Perú, por su contribución al desarrollo de la Educación, Ciencia y la Cultura..

Actualmente es Miembro Titular del Tribunal Nacional de Ética del Colegio de Ingenieros del Perú en periodos 2002-2004 y 2004-2006

Lima, Noviembre 2004

sarertnocnoside@hotmail.com

Capítulo I

GEOLOGÍA

PROCESO HISTÓRICO

La geología antes de llegar a ser una ciencia independiente tuvo que esperar a que se desarrollaran la física, la química y las matemáticas. De estas ciencias toma los principios fundamentales para aplicarlos a su campo concreto; es por ello que se le considera una ciencia de correlación y sobre todo de aplicación.

La ciencia geológica se encarga de estudiar científicamente el desarrollo de la naturaleza inorgánica. Desde luego que para entender todos los fenómenos es necesario recurrir a las obras de quienes formularon y desarrollaron las bases de este conocimiento.

Los primeros conocimientos verdaderos sobre los que se tiene información empezaron con los fenicios, egipcios, griegos y etruscos. Ellos realizaron una verdadera investigación y explotación de los yacimientos minerales, así como de aguas subterráneas y superficiales.

Remontándonos a la época florida de los antiguos griegos y romanos, veremos que tuvieron también una gran preocupación por el estudio sobre el origen de la Tierra, y es cuando aparecieron grandes observadores de los fenómenos de la naturaleza. *ANAXIMANDRO* (610-546 a. C.) elaboró el primer mapamundi; este astrónomo creía que el mundo tenía la forma de un cilindro achatado en los polos. *PITÁGORAS* (580-500 a. C.) fue el primer hombre que expresó que el planeta era esférico.

Otro gran filósofo, *ANAXÁGORAS* (500-428 a. C.) afirmaba que «los cambios del globo son tan lentos con relación a nuestra existencia que pasan inadvertidos»; él mismo incursionó en el mundo de la química y sostenía que «la materia es divisible sin límites y está compuesta por pequeños corpúsculos».

El historiador griego *HERODOTO* (484-426 a. C.) observó que el delta del Nilo se formaba a expensas de la sedimentación de aluviones, que el mismo río proporcionaba.

En la misma época *LEUCIPO y DEMÓCRITO* sostienen que la materia está formada por átomos y vacíos. A este último se le considera el descubridor del átomo. El mismo DEMÓCRITO observa que en las playas la selección de los sedimentos es de acuerdo con su forma y tamaño.

ARISTÓTELES refuta las teorías de ANAXÁGORAS y cree en la existencia de «mínimos naturales» como límites de la división de la materia. Este filósofo griego escribió numerosos libros sobre la naturaleza, entre ellos, la obra «Physicae Auscultationes» y la no menos famosa «Física Natural». Estas obras fueron las que normaron a todas las ciencias, y no se aceptaba nada que estuviera fuera de ellas. Los conceptos de este filósofo fueron ciegamente aceptados hasta la época medieval.

ARISTARCO DE SAMOS (310-230 a. C.) fue él primero en concebir que la Tierra giraba alrededor del Sol y calculó en 40,000 km la circunferencia del círculo mayor de la Tierra, la línea ecuatorial, al observar las sombras que proyectaban los postes en Alejandría y la ciudad donde vivía, distante 80 km.

PTOLOMEO (100-170 d. C.) dio los fundamentos geográficos científicos de la teoría geocéntrica.

En la época romana, se tiene el tratado de PLINIO EL VIEJO, Naturalis Historia, que consta de 37 libros. Es de gran importancia para el conocimiento de las ciencias en la antigüedad. PLINIO murió precisamente por su curiosidad científica al querer observar de cerca la erupción del Vesubio, que sepultó Pompeya y Herculano.

La concepción materialista de la teoría atómica de DEMÓCRITO fue rechazada por sus contemporáneos y también por la Iglesia Católica durante la Edad Media, época en que se funden la doctrina aristotélica y la ciencia.

En el campo geológico, a los fósiles no se les considera como tales sino como simples caprichos de la naturaleza creados por una fuerza plástica misteriosa que modela toda clase de formas, animales y vegetales. El erudito médico árabe AVICENA (980-1037 d. C.) escribió acerca de esta fuerza misteriosa e ideó la Teoría de la Vis Plástica.

A partir del siglo VII se difunden las teorías árabes que admiten el concepto de átomo. La Edad Media se desenvuelve en un ambiente mundial de obediencia a lo establecido y todo gira alrededor de un punto religioso. Todo esto se rompe en el Renacimiento cuando numerosos investigadores, desafiando a la Inquisición, se lanzaron a realizar experiencias y a explorar por todos los rumbos de las ciencias.

GUTENBERG (1455) inventa la imprenta, y los libros se multiplican por millares. En esos tiempos se escudriña el Universo y la Tierra es despojada de su situación geocéntrica.

sarertnocnoside@hotmail.com

LEONARDO DA VINCI (1452-1519) realizó aportaciones científicas importantes, aunque no llegaron a publicarse. Demuestra la falsedad de las doctrinas entonces en boga, según las cuales, las conchas que aparecían en las rocas, habrían sido llevadas allí por las aguas del diluvio, advirtiendo que se trataba de conchas marinas; pensó que las conchas fósiles en las zonas altas son pruebas del descenso del mar.

En medio de este gran desarrollo intelectual, el alemán *GEORG BAUER*, mejor conocido como *AGRÍCOLA* (1494-1555), escribe dos obras monumentales *De Natura Fossilium* en 1530 y de *De Re Metalica* en 1546, a él se debe la primera descripción ordenada de los minerales.

NICOLÁS COPÉRNICO (1473-1543) fue un destacado astrónomo, quien habiendo interpretado matemáticamente el sistema geocéntrico, lo desechó, y elaboró el suyo, que expresó en su inmortal obra *De Revolutionibus Orbium Coelestium* (1543) en el cual establece que la Luna gira alrededor de la Tierra y la Tierra alrededor del Sol.

En este contexto se construyeron las primeras disciplinas científicas: la geometría celeste en los siglos XVI-XVII con COPÉRNICO, KEPLER, TYCHO y GALILEO; la mecánica en el siglo XVII con GALILEO, HUYGENS, HOOKE y NEWTON; las matemáticas con DESCARTES, NEWTON y LEIBNIZ en el siglo XVII y EULER, LAPLACE, TAYLOR, LAGRANGE y MONGE en siglo XVIII; todo ello tras el progreso del álgebra y la trigonometría en el Renacimiento. La química se constituye recién en la segunda mitad del siglo XVIII con PRIESTLEY, LAVOISIER, PROUST y DALTON.

Las Ciencias de la Naturaleza se desarrollaron con aproximadamente un siglo de retraso con respecto a la mecánica o las matemáticas, por la misma época que la química.

Previamente al establecimiento de las ciencias geológicas como un *Corpus* sistemático basado en la observación, que comenzaría a tener lugar con *A. G. WERNER* y se establecería casi definitiva con *J. HUTTON*, se elaboraron diversas teorías geogenéticas en el siglo XVII y la primera mitad del XVIII.

DESCARTES (1596-1650) expone su geogénesis en *Principia Philosophiae* publicada en 1644. Supone que la Tierra es un astro enfriado en cuyo interior hay materia incandescente y que está organizada en diversas capas concéntricas. Esta teoría, fundamentalmente especulativa, tiene el mérito de ser el primer intento sistemático de explicar la estructura del interior de la Tierra.

El Jesuita *KIRCHER* publicó en 1665 su *Mundus Subterraneus*, según el cual, en el interior de la Tierra existen depósitos de fuego (pyrofilaceos) conectados entre sí, que son los causantes de los volcanes. Aseguró que los terremotos originaban las montañas.

BURNET, un clérigo inglés, publicaría en 1681 su *Telluris Theoria Sacra*, en la que intenta ofrecer una exposición del pasado y futuro de la Tierra de tal manera que se armonicen la revelación bíblica y la razón. Un ejemplo de ello es la conclusión de que la Tierra, antes del Diluvio Universal, tenía que ser plana, pues si no hubiera sido imposible que resultara cubierta por las aguas. Su teoría sobre la estructura de la Tierra sostiene que ésta contiene también un núcleo ígneo y más pesado que la costra superficial.

El médico y matemático suizo *J. SCHEUCHZER* (1672-1733), quien publicó en 1721 su *Jobi Physica Sacra*, había observado los Alpes, y trató de integrar sus observaciones con la narración bíblica del Diluvio. Así, atribuye las montañas a la rotura y elevación de la costra externa tras el Diluvio, proceso para el que «Las leyes mecánicas de la naturaleza no bastaban aquí. Ha sido precisa una fuerza divina como en la primera creación de la Tierra».

Aunque estas teorías, vistas con un criterio anacrónico, pueden parecer hoy irrelevantes, contienen, sin embargo, elementos claramente positivos; introducen elementos de observación racionales (ejemplo: núcleo más pesado), por otra parte, aceptan el cambio y la historia de la Tierra; en definitiva, presentan una transición entre el relato bíblico y el conocimiento científico.

STENO (1638- 1687) con su obra *Prodomus* (1669), sienta las bases de la estratigrafía. Así, establece el carácter sedimentario de los estratos, su condición de indicador ambiental, continental o marino de acuerdo con los fósiles u otros detalles en ellos contenidos, el orden cronológico de formación y la disposición horizontal originaria. Además afirma que «La disposición alterada de los estratos es, evidentemente, el origen de las montañas».

ARDUINO, a fines del siglo XVII, hizo un primer intento de clasificación cronoestratigráfica dividiendo los terrenos de una forma relativamente parecida a la actual en «Primarios» (pizarras y cuarcitas), «Secundarios» (calizas, areniscas y margas), «Terciarios» (calizas, areniscas, yeso y arcillas) y «Cuaternarios» (aluviones).

En 1707 nace el padre de las ciencias naturales *CARLOS DE LINNEO* (1707-1778). Su obra magna fue publicada en 1740, en latín, bajo el título de *Systema Naturae*. Este científico puso los cimientos de la clasificación de los organismos vegetales y animales.

BUFFON (*Jorge Luis Leclere, conde de*) (1707-1788) representa un punto de vista científico con su insistencia en centrarse en los «hechos y la observación». En su *Histoire Naturelle* de 1749-1788, probablemente el libro más leído en este campo en el siglo XVIII, expone un origen del Sistema Solar debido al choque de un cometa con el Sol. Más adelante, en 1778 en su *Epoques de la Nature* distingue siete épocas en la historia de la Tierra.

La evolución científica de la geología durante 50 años, desde 1775 a 1825, estuvo presidida por el debate entre *neptunistas* de un lado, encabezados por

A. G. WERNER (1749-1817) y, de otro lado, *vulcanistas y plutonistas*, encabezado por *JAMES HUTTON* (1729-1797), geólogo escocés considerado el Padre de la Geología Moderna, GUETTARD (1715-1786) y DESMAREST (1725-1815). El origen de toda la polémica se situó en el agente causal de la formación de las rocas, el agua en el caso de los neptunistas, el calor interno o los volcanes en el caso de los plutonistas y vulcanistas. Cruzada con esta polémica se desarrollará desde la última década del siglo XVIII hasta mediados del XIX, otra polémica entre *uniformistas* con *JAMES HUTTON* (1729-1797), *CHARLES LYELL* (1797-1875) como figuras prominentes, y *catastrofistas* con *DE LUC* (1727-1817), *CUVIER* (1769-1832), *ELIE DE BEAUMONT* (1798-1874) *BUCKLAND* (1784-1856) y *SEDGWICH y MURCHISON* (1792-1871). La geología como ciencia se estructura en lo fundamental en torno a estas dos polémicas.

En 1830, *CHARLES LYELL* (1797-1875) publica su famosa obra *Principles of Geology*, de la cual se realizaron doce ediciones. En este tratado se sientan las bases para la moderna interpretación de los fenómenos geológicos, marcando un hito en la historia de la geología.

En 1859, otro gran naturalista inglés, *CHARLES DARWIN*, publica su gran obra *El Origen de las Especies*. Además nos legó estudios geológicos sobre las islas volcánicas y otro gran estudio que tituló *El Origen del Hombre*.

Otros grandes geólogos han fortalecido a la ciencia geológica y entre ellos se encuentran *ROSENBUCH* (1887), quien clasifica las rocas ígneas de acuerdo con su yacimiento. *J. DANA* nos dio la famosa teoría del «Geosinclinal»; *H. MOHS* (1820) establece la escala de dureza de los minerales y *HESSEL*, en 1930, establece las treinta y dos clases de simetría cristalográfica.

Ya en pleno siglo XX, el francés *A. CAYEUX* entre 1900-1948 describe una gran cantidad de rocas sedimentarias bajo el microscopio. Además de otros aportes científicos, que han logrado que cada división de la geología se constituya en una ciencia aparte, podemos citar la Geoquímica, cuyo padre es el geólogo soviético *A. E. FERSMAN*, la Geomorfología, cuyos padres son *J. TRICART* (francés) y *THORNBURY* (norteamericano), la teoría de la Tectónica Global de Placas, de *WEGENER*.

Sería innumerable la lista de todos los científicos que han logrado independizar y alentar el desarrollo de las ciencias de la Tierra.

Evolución de las Ideas Geológicas en el Perú

Durante el siglo XIX el Perú fue visitado por destacados naturalistas que vinieron a explorar el nuevo continente. A principios del siglo *ALEXANDER VON HUMBOLDT* realizó una exploración en América del Sur, especialmente en el Perú.

Posteriormente *ALCIDE D'ORBIGNY* visitó el Perú, y escribió 9 volúmenes sobre el resultado de sus observaciones, que fueron publicados entre 1834 y 1847. La parte referente al Perú apareció en 1842 con 289 dedicadas páginas a la geología y 188 a la paleontología.

Otro famoso naturalista que nos visitó a principios del siglo pasado fue *CHARLES DARWIN*, quien revolucionó las ciencias naturales con su Teoría de la Evolución. Publicó en 1846 sus *Observaciones geológicas en Sud-América*. Lamentablemente su visita fue somera, conformándose con estudiar solamente Lima y la Isla de San Lorenzo, donde observó terrazas marinas que le indicaban el levantamiento gradual de la costa peruana.

El geólogo francés *LEON CROSNIER* publicó en 1852 una obra titulada *Geología del Perú*, donde describe especialmente la geología y las minas de Huancavelica y Ayacucho.

Entre 1860 y 1877, *W. M. GABB*, escribe varias publicaciones que describen los fósiles que le fueron enviados por A. Raimondi.

En 1875, *ALEXANDER AGASSIZ* escribe una reseña *La estructura del Sistema Carbonífero en las elevadas Mesetas del Perú*. Este científico es conocido hoy como el Padre de la Glaciología.

En 1878, *O. BOTTGER* escribe *La fauna terciaria de Pebas sobre el Marañón.*

En 1881 el Dr. *GUSTAVO STEINMANN* explora y publica un extenso artículo sobre el Titoniano y el Cretácico en los Andes Peruanos. Posteriormente en 1930 aparece su libro *GEOLOGÍA DEL PERÚ*, escrito originalmente en alemán y traducido al castellano por *STAPPENBACK* y posteriormente revisado por LISSÓN y BROGGI.

ANTONIO RAIMONDI prepara su obra *EL PERÚ* que dejó inconclusa, pero de la cual alcanzaron a publicarse los tres primeros tomos; el resto del material publicado -dos tomos- han sido extraídos de sus libretas de campo. En 1878 publica el primer tomo de su obra *Minerales del Perú*. En 1886 publica su obra *Minas de oro del Perú*. En síntesis la labor de Raimondi fue inmensa y a pesar de ser autodidacta sus obras son de gran contenido científico.

Entre los peruanos, es *JOSÉ BALTA* quien inicia las investigaciones geológicas y mineras en el Perú.

En 1898 aparece la primera obra de *CARLOS ISMAEL LISSÓN* sobre los fosfatos de Ocucaje, y luego publica más de 20 trabajos durante el inicio del siglo XX, destacando sus estudios paleontológicos, sus ensayos tectónicos sobre los Andes Peruanos, así como la preparación de un Mapa Paleontológico del Perú, además de distinguido profesor de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos. Actualmente se le reconoce como el *PADRE DE LA GEOLOGIA NACIONAL*.

JUAN J. BRAVO, considerado el pionero de los estudios mineralógicos y petrológicos, fue autor de importantes estudios de geología económica.

Además cabe resaltar como precursores de los estudios geológico-mineros a FRANCISCO ALAYZA y PAZ SOLDÁN, FERMÍN MÁLAGA SANTOLALLA, EDUARDO DE HABICH, FEDERICO FUCH, ALBERTO JOCHAMOVITZ, JUAN AGUILAR REVOREDO y otros.

En 1935 surge *GEORG PETERSEN* quien realizó 144 publicaciones. En 1940 *J. V. HARRISON* decide estudiar la estructura de los Andes Peruanos y *NORMAN NEWELL* efectúa estudios geológicos en la zona de Puno.

A mediados de siglo XX, las universidades nacionales de San Marcos de Lima, Decana de América, y San Agustín de Arequipa, crean la especialidad de GEOLOGÍA, de las cuales surgen los geólogos que han impulsado y fomentado el desarrollo de las ciencias de la Tierra en el Perú y además se convirtieron en los maestros y forjadores de numerosos geólogos, con quienes inician una nueva etapa en los estudios geológicos modernos en materia de levantamiento geológico e inventario de los recursos minerales y petrolíferos, geotecnia, aguas subterráneas, etc.

Sobresale por seguir dejando y otros por haber dejado una huella en su trayectoria con sus indiscutibles aportaciones científicas y de su gran labor académica:

De la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Isaac Tafur, Rosalvina Rivera, Julio Escudero, Guillermo Morales, Aurelio Cossío, Salvador Mendívil, Hugo Jaén, Benjamín Morales, Nelson Rivera, José Arce, Carlos Cenzano, Jorge Dávila, Luis Sayán, César Rangel, Oscar Palacios y otros, además de Josefa Ramírez†, Eva Villavicencio†, Frank Marnani†, Alberto Pool†, Eleodoro Bellido†, Alejandro Alberca†, Pedro Verástegui†, Sígfrido Narváez†, Carlos Gaviño†,

De la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa: Mauro Rivera, Víctor Benavides, Alberto Parodi, Aníbal Rodríguez, Oscar Damiani, Edgardo Ponzoni, Leonidas Ocola, Humberto Salazar, René Quintanilla, Jorge Galdos

De la Universidad Nacional de Ingeniería: Jaime Fernández Concha, Pedro Tumialán, Fernando de las Casas†, Mariano Ibérico†

Sería innumerable la lista de todos los geólogos que han logrado con su esfuerzo y dedicación alentar el desarrollo de las ciencias de la Tierra en el Perú y pido disculpas por la omisión de eminentes geólogos, lo cual es involuntario, a todos ellos les rendimos homenaje a través de este libro.

LA GEOLOGÍA: CONCEPTO

La geología es la ciencia que estudia la Tierra, su composición, su estructura, los fenómenos que han ocurrido y ocurren en la actualidad, su evolución como planeta, su relación con los astros del Universo así como la evolución de la vida mediante los documentos que de ella han quedado en las rocas.

La geología además de ciencia meramente descriptiva, es también genética y evolutiva, trata de hallar las causas de los fenómenos que se observan.

La geología no es una ciencia puramente teórica y especulativa, por el contrario es una especialidad básica, de gran importancia en el mundo actual para el aprovechamiento racional de los recursos naturales de un país y su aplicación inmediata en otras actividades humanas, este aspecto constituye la Geología Aplicada o Económica y sus principales campos de acción son la localización y explotación de los recursos minerales, petróleo, gas natural, energía geotérmica, aguas termales, geología ambiental que se concentra en las relaciones entre las personas y el medio físico sobre todo en la prevención de riesgos geológicos como remoción de masas, erupciones volcánicas, terremotos que afectan a las poblaciones y actualmente cubriendo los estudios "geológicos" de la Luna y los planetas. Todos estos conocimientos teóricos y prácticos se aplican en los campos de la agricultura, obras e infraestructura civiles, minería, industria de hidrocarburos, aguas subterráneas, etc.

LA GEOLOGÍA: CONTENIDO

La geología trata, como se ha dicho, de todo lo referente a la Tierra, por lo que se deduce que la geología consta de varias ciencias que se interrelacionan unas a otras para el mejor conocimiento del origen, composición, evolución, extensión de mares y continentes a través del tiempo.

Al conjunto de todas estas ciencias que se dedican al mejor conocimiento de la Tierra se denomina « Ciencias Geológicas», las cuales a su vez se apoyan fundamentalmente en otras ciencias de las que adoptan sus métodos de investigación y se aprovecha de sus leyes, como son la biología, la física, la química, la astronomía; además está íntimamente ligada a la geografía, antropología e historia, que al interrelacionarse dan lugar a una serie de disciplinas geológicas.

La ciencia de la Geología se ha dividido tradicionalmente en dos amplias áreas: la Física y la Histórica. La Geología Física estudia los materiales, los procesos que actúan en superficie y al interior de ella. La Geología Histórica es comprender el origen de la Tierra y su evolución a lo largo del tiempo.

Las principales disciplinas geológicas o ramas de las Ciencias Geológicas, algunas de las cuales pueden considerarse puramente descriptivas, mientras que otras estudian procesos dinámicos y éstas son:

1.- Historia de la Tierra

Estratigrafía. Estudia la disposición original, sucesión e interpretación de los estratos o unidades de rocas sedimentarias y sus relaciones mutuas.

Paleontología. Estudia a los seres que vivieron en épocas pasadas mediante los fósiles y trata de descifrar la historia de la vida sobre la Tierra

Geología Histórica. Estudia los acontecimientos o procesos pasados tales como formación de montañas, la distribución de tierras y mares en los períodos geológicos pasados, tratando de reconstruir la historia de la Tierra.

2.- Geodinámica

Geología Dinámica Externa. Estudia los procesos que ocurren o tienen su origen en la superficie de la corteza y que modifican la estructura terrestre (geodinámica externa). Comprende diversas especialidades como: Meteorología, Climatología, Hidrología, Hidrogeología, Oceanografía, Glaciología, Edafología.

Geomorfología. Estudia el relieve terrestre, presente y pasado (paleogeomorfología) desde el punto de vista descriptivo, genético y evolutivo.

Geología Dinámica Interna. Trata de los fenómenos que ocurren o tienen sus causas en el interior de la Tierra.

Geología Tectónica. Estudia las estructuras geológicas y la distribución de los materiales terrestres especialmente sus deformaciones, sus causas y mecanismos (geotectónica).

Sismología y Vulcanología. Estudia los terremotos y los volcanes respectivamente

Geofísica. Estudia la forma, dimensiones y estructura de la Tierra, así como los fenómenos físicos que ocurren en el globo terrestre.

3.- Materiales de la Tierra

Cristalografía. Estudia la estructura interna de los minerales y las formas de cristalización teniendo en cuenta las leyes de cada uno de los sistemas.

Mineralogía. Estudia a los minerales, composición, origen y forma de presentarse.

Petrología. Estudia a las rocas, su composición, origen y formas de ocurrencia.

Geoquímica. Estudia la química de la Tierra, considerando la distribución de los elementos y compuestos químicos en las diversas esferas de la Tierra, causas y las leyes que gobiernan su distribución, migración a través del ciclo

geológico e incluye el estudio de los meteoritos.

Geología Económica. Estudia los recursos naturales esencialmente minerales que el hombre extrae para cubrir sus necesidades, teniendo en cuenta su rendimiento económico.

Esta complejidad de disciplinas ha permitido a la Geología llegar a ser una ciencia básica de nuestro desarrollo económico y social.

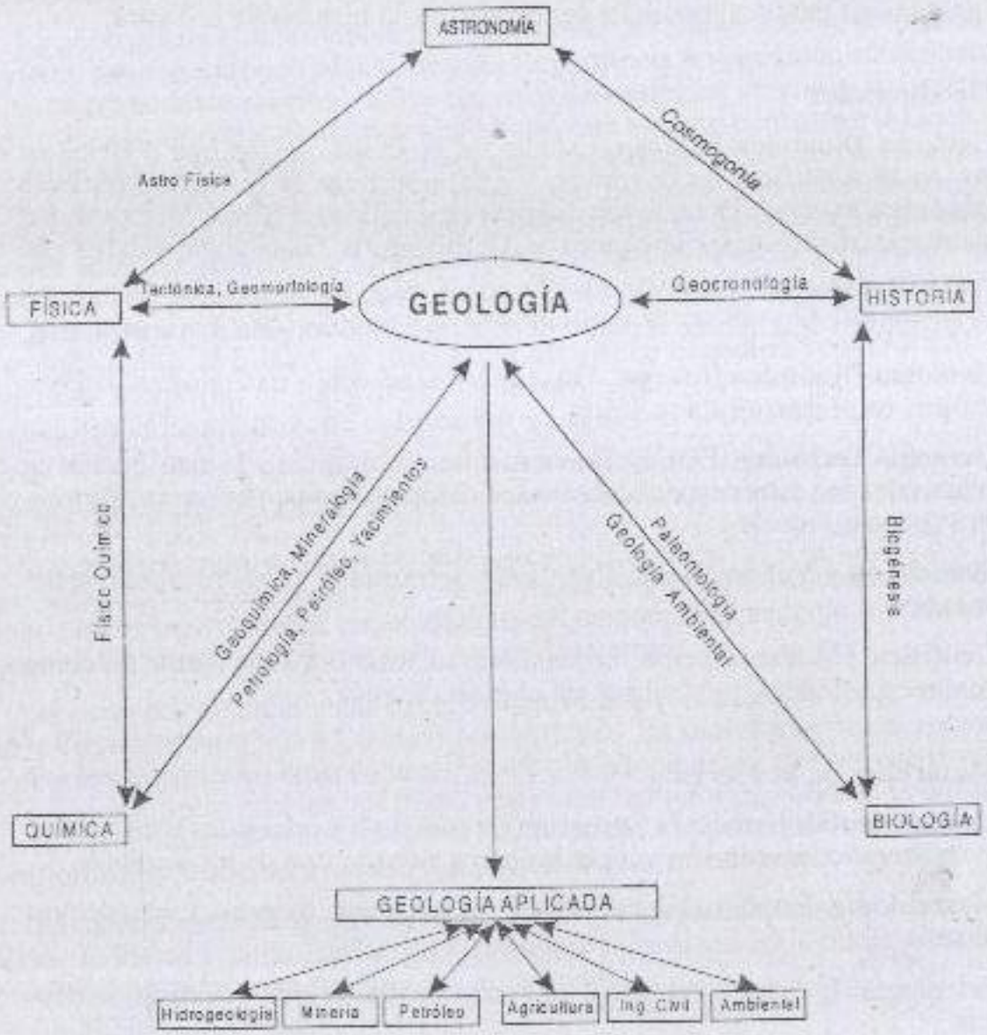


Fig.1.1 La Geología en sus relaciones con las otras ciencias

EL TIEMPO GEOLÓGICO

La Geología, término que etimológicamente significa "estudio de la Tierra", entender a la Tierra como planeta, no es tan fácil, porque nuestro planeta no es una masa inmutable, al contrario es un cuerpo dinámico con una historia larga y compleja.

Cuando el hombre tomó conciencia del fenómeno geológico y de la importancia del tiempo, en Geología (Fig. 1.2 y Tabla 1.2) podemos decir que sentó las bases sobre las que se estructura la geología como ciencia en la actualidad.

El concepto de tiempo geológico ha sido una de las contribuciones más importantes de las Ciencias Geológicas a la comprensión del mundo natural. Por cierto muchos paisajes han cambiado y muchos desde otros tiempos a hoy. Áreas cubiertas por los mares aparecen hoy a una gran altura por encima del nivel del mar en donde se encuentran restos de conchas de animales marinos, en los mantos de carbón mineral se encuentran huellas de plantas, está claro, entonces que los paisajes han sufrido cambios importantes, la aparente "inmutabilidad o permanencia" se debe más bien a la lentitud a las que se producen estos cambios en comparación con la duración de la vida humana.

Muchos estudiosos como Hutton, Playfair, Lyell y otros reconocieron que el tiempo geológico es extremadamente largo, no tuvieron métodos para determinar con precisión la edad de la Tierra. Sin embargo, con el descubrimiento de la radiactividad al final del siglo XIX y el afinamiento de los métodos de datación radiométrica, los geólogos pueden asignar fechas exactas y específicas a los acontecimientos de la historia de la Tierra. Los cálculos actuales sitúan la edad de la Tierra en unos 4,600 millones de años.

Las rocas que forman la corteza terrestre contienen elementos radioactivos, y del estado más o menos avanzado de desintegración en que se encuentran actualmente, se puede calcular el tiempo transcurrido desde su formación. Así se determina la edad absoluta de las rocas correspondientes a distintas épocas de la historia de la Tierra, en millones de años (Ma).

Fig. 1.2. El tiempo en la Geología

EDADES RELATIVAS Y ABSOLUTAS

Hay dos métodos de considerar el tiempo, como un *registro de hechos o eventos* que se suceden unos a otros o como el *número de años transcurridos* desde que un fenómeno geológico se formó o desde que un acontecimiento tuvo lugar.

Mediante la *datación relativa* se establece el orden en que se formaron determinadas rocas o en el que sucedieron determinados acontecimientos, por ejemplo, si observamos un cuerpo ígneo cortado por un dique, se establece que primero fue el cuerpo ígneo y posteriormente el dique. La *datación absoluta* trata de determinar el período de tiempo transcurrido desde que ocurrió determinado acontecimiento o desde que se formó la roca. Las técnicas de datación absoluta o radiométrica se basan en la medida de los productos de desintegración radiactiva, la utilización de estas técnicas provocó una auténtica revolución en el concepto del tiempo geológico

PRINCIPIOS GEOLÓGICOS PARA DETERMINAR EDADES RELATIVAS

El cuerpo de la doctrina de la Geología se construye a partir de la aplicación de algunos principios fundamentales.

STENO: Principio de la Horizontalidad original

Este principio enunciado por NICOLAS STENO (1638-1686) expresa que al formarse los estratos por primera vez sus superficies son aproximadamente horizontales o casi horizontales a la superficie de sedimentación y que ahora se hallan inclinados debido a que han sido deformados posteriormente.

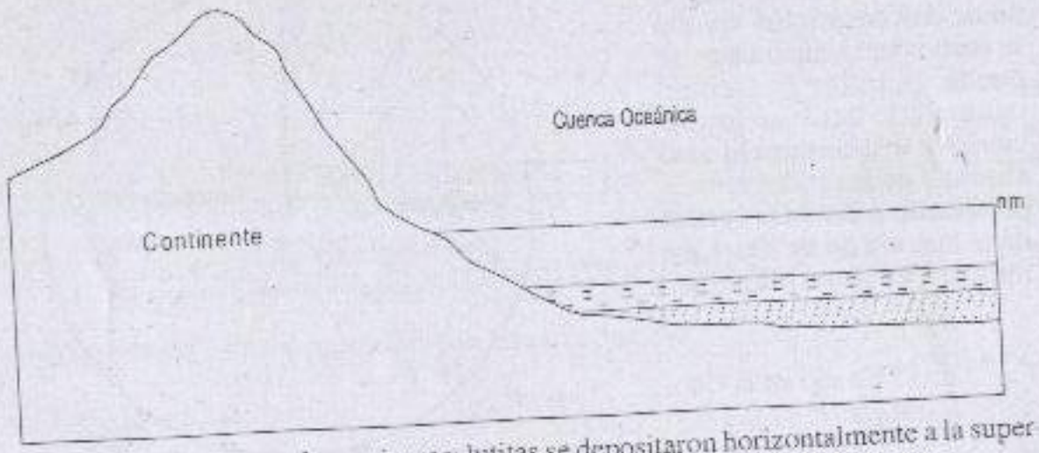


Fig. 1.3 Los estratos de areniscas y lutitas se depositaron horizontalmente a la superficie de sedimentación

STENO: Principio de la Superposición

Este concepto de la sucesión de fenómenos geológicos en el tiempo se encuentra expresada por STENO (1638-1686), quién en 1669 enunció el principio de la superposición de estratos, según el cual, "en una sucesión de materiales estratificados que no han sido deformados, un estrato es más joven en su formación que aquel que está debajo y más antiguo al que tiene encima". El principio es básico para la ordenación temporal de los estratos subhorizontales en los que la deformación tectónica posterior a su depósito no implique la inversión de estratos.

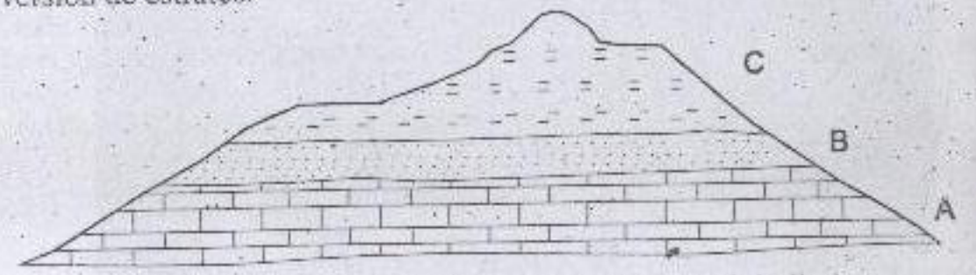


Fig. 1.4. El estrato B (arenisca) es más joven que el estrato A (caliza), pero es más antiguo que el estrato C (lutita)

De aquí se deriva también el Principio de la Sucesión de Fenómenos Geológicos "un fenómeno geológico (fractura, pliegue, etc.) es posterior a los materiales que afecta y anterior a aquellos por los que se ve afectado".

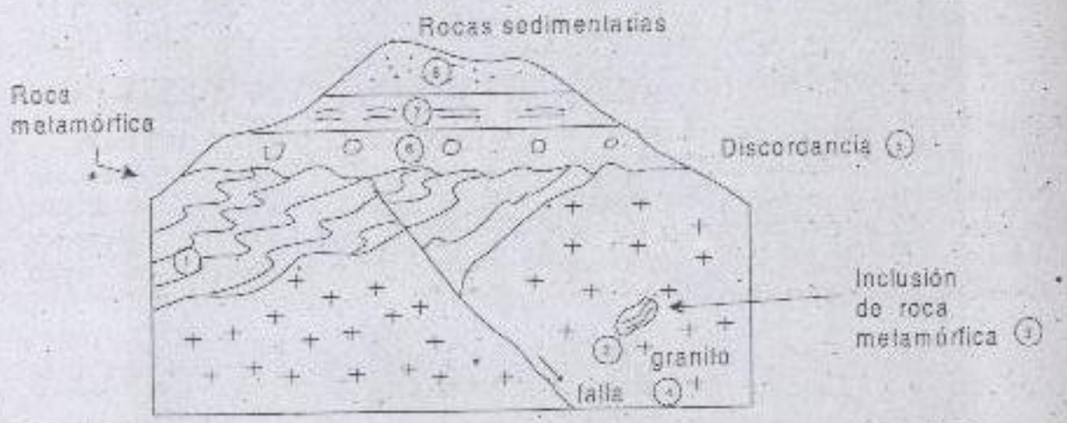


Fig.1.5 Sucesión de eventos geológicos: Primero se formó la roca metamórfica seguido de una intrusión de un cuerpo magmático (granito) que incluye bloques de las rocas metamórficas, que posteriormente fue afectada por una falla normal, luego todo este bloque ascendió a la superficie donde se forma una superficie de erosión denominada discordancia, posteriormente descendió a fondos oceánicos produciéndose la sedimentación de conglomerados, lutitas y areniscas.

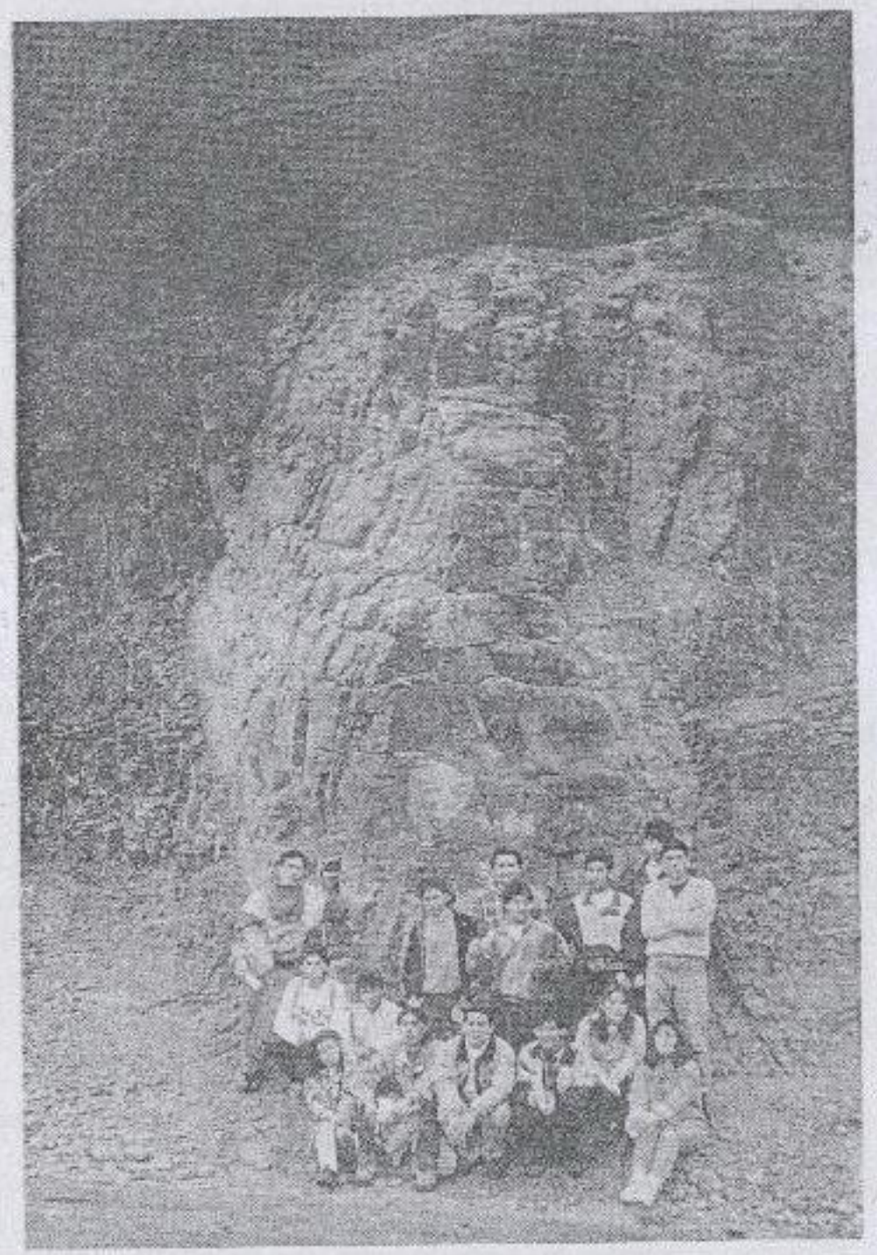


Fig.1.6 El dique es más joven que las areniscas y lutitas que las afecta, pero es más antiguo que la falla de estratificación que la afecta (Foto en el Morro Solar-Lima con estudiantes de Geología de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos)

SMITH: Principio de la Sucesión Faunística

Este principio emitido por WILLIAM SMITH (1769-1839) y desarrollado por GEORGES CUVIER (1769-1832) constituye la base de la datación relativa de los materiales estratificados. Al aplicarse a la fauna o restos de fósiles que se encuentran en el interior de los estratos nos da la idea de *Sucesión Faunística*, de modo que, «los fósiles que se encuentran en los estratos superiores serán más modernos a aquellos que se encuentran en los estratos inferiores». Además es necesario admitir que en cada intervalo de tiempo de la historia geológica, los organismos que vivieron y, que por tanto pudieron fosilizar, fueron diferentes y no repetibles. Sería CHARLES DARWIN en 1859, quien le daría el sentido evolutivo y unificado en esta serie de observaciones con su *Teoría de la Evolución de las Especies*, que causó una verdadera revolución en sus tiempos, contribuyendo a superar la corriente catastrofista.

HUTTON: Principio del Uniformismo o Uniformitarismo

En 1788, JAMES HUTTON (1749-1817), definió la teoría o el principio del Uniformismo o Uniformitarismo que se oponía directamente al Catastrofismo. Según dicha teoría «las leyes y los procesos naturales habían permanecido inmutables a lo largo del tiempo», es decir, a lo largo de la historia de la Tierra todos los fenómenos ocurridos han sido uniformes y semejantes a los actuales: los grandes procesos geológicos habían ocurrido siempre y en la actualidad siguen teniendo lugar, uniformemente, diferenciándose sólo en su intensidad y tiempo de duración.

LYELL: Principio del Actualismo

Este principio es de gran importancia en el desarrollo histórico de la Geología, fue generalizado y enunciado en 1832 por CHARLES LYELL (1797-1875). Según éste «los fenómenos geológicos que ocurrían en otras épocas tenían las mismas causas o los mismos condicionantes que los fenómenos actuales», es decir, fenómenos análogos obedecen a causas análogas. Este principio constituye el fundamento básico de la Geología, pues es el punto básico de toda interpretación o análisis interpretativo. La frase originaria con la que se simplifica este principio es «El presente es la clave del pasado».

EDADES ABSOLUTAS

Como se ha dicho, la datación radiométrica se basa en la medida de los productos de desintegración radiactiva y permite obtener una escala absoluta de tiempo razonablemente precisa. Se denomina desintegración radiactiva a la transformación espontánea de un átomo de un elemento en un átomo de otro elemento mediante la emisión de partículas del núcleo atómico. Este proceso de desintegración ocurre a una velocidad constante en las condiciones existen-

tes en las capas externas de la Tierra, conociendo dicha velocidad de desintegración y las cantidades de átomos de cada tipo que hay en una muestra de mineral, será posible calcular la edad de dicha muestra.

Para comprender la *radiactividad* es necesario tener en cuenta conceptos básicos. La masa de un elemento se concentra en el núcleo, en el cual hay dos tipos de partículas: los protones de carga positiva y neutrones de carga neutra. Todos los átomos de un mismo elemento tienen el mismo número de protones, pero el número de neutrones puede variar lo que resulta dando una masa atómica diferente. Los átomos de un mismo elemento que difieren ligeramente de masa atómica se llaman *Isótopos*. El ejemplo más notorio es el carbono que tiene dos isótopos el C^{12} y C^{14}, ambos tienen 6 protones, pero mientras el C12 tiene 6 neutrones el C^{14} tiene 8 neutrones

La mayoría de los isótopos son estables, pero existen algunos que son inestables, es decir que espontáneamente sufren transformaciones durante las cuales emiten y liberan energía desde el núcleo, durante estas reacciones, se producen cambios en el núcleo, como el número de protones se modifica y los átomos se transforman dando lugar a otro elemento distinto, a este proceso se llama *desintegración radiactiva*. Al isótopo original inestable se le denomina *isótopo padre* y al producto final, *isótopo hijo*

Tabla 1.1 Isótopos comunes

Padre	Hijo	Vida Media
C^{14}	N^{14}	5 730 a
K^{40}	Ca^{40}	1,40 Ga
K^{40}	Ar^{40}	1,30 Ga
Rb^{87}	Sr^{87}	48 Ga
U^{235}	Pb^{207}	713 Ma
U^{238}	Pb^{206}	4,5 Ga

a = años, Ma: millones de años y Ga = miles de millones de años

La tabla 1.1 muestra algunos isótopos más comúnmente usados para la datación de minerales y rocas.

La desintegración radiactiva se presenta en diversos tipos de manifestaciones: a) la emisión de partículas α hace que se reduzca el número atómico en 2 y la masa atómica en 4, b) la emisión de partículas β o electrón, no produce modificación de la masa atómica, ya que los electrones prácticamente no tienen masas, pero el núcleo gana 1 protón y, por tanto, el número atómico se incrementa en una unidad, y c) en la captura de un electrón que trae como consecuencia que el número atómico disminuye en uno pero la masa atómica no varía.

Unidades de tiempo de la escala de tiempo geológico					Desarrollo de Plantas y Animales
Eon	Era	Periodo		Epoca	
Fanerozoico	Cenozoico	Cuaternario		Holoceno 0,01	Desarrollo de los seres humanos
				Pleistoceno 1,6	
		Terciario	Neógeno	Plioceno 5,3	"Edad de los mamíferos"
				Mioceno 23,7	
				Oligoceno 36,6	
			Paleógeno	Eoceno 57,8	
				Paleoceno 66,4	Extinción de los dinosaurios
	Mesozoico	Cretácico 144		"Edad de los reptiles"	y otras muchas especies Primeras Plantas con Flores
		Jurásico 208			Primeras aves Dinosaurios dominantes
		Triásico 245			
	Paleozoico	Pérmico 286		"Edad de los anfibios"	Extinción de los trilobites y los muchos otros animales marinos
		Carbonífero	Pensilvaniense 320		Primeros reptiles
			Mississippiense 360		Grandes Pantanos carboníferos Anfibios abundantes
		Devónico 408		"Edad de los peces"	Primeros insectos fósiles Peces dominantes Primeras plantas terrestres
		Silúrico 438			
		Ordovícico 505		"Edad de los invertebrados marinos"	Primeros peces Trilobites dominantes Primeros organismos con concha
		Cámbrico 570			
Precámbrico	Proterozoico	2500		Denominado colectivamente Precámbrico, abarca alrededor del 87% de la escala de tiempo geológico	Primeros organismos pluricelulares
	Arcaico	3800			Primeros organismos unicelulares Edad de las rocas antiguas
		4600			Origen de la Tierra

Tabla 1.2 Escala de tiempo Geológico

PROCESOS GEOLÓGICOS

La Tierra como planeta puede parecer inmutable, que ha permanecido siempre igual, sin embargo, es un cuerpo dinámico muy complejo, que está sometido constantemente a la acción de los agentes atmosféricos y geológicos que modifican su relieve, este accionar aunque es muy lento se manifiesta a través de los diversos procesos geológicos

Los procesos geológicos son aquellas acciones y efectos que tienen lugar en las zonas externas e internas de la corteza terrestre y manto. Precisamente en la interfase de la litosfera con la atmósfera, hidrosfera y biosfera, se producen los fenómenos de la Geodinámica Externa, cuyo resultado es el modelado del relieve, en dos aspectos: destructivo y constructivo.

La geología dinámica estudia diversos procesos que producen cambios en la corteza terrestre. Estos cambios pueden ser del *tipo degradación*, que consiste en la destrucción de la superficie terrestre, y del *tipo agradación*, proceso constructivo que forma una nueva superficie a través de la deposición de materiales de la degradación, usualmente por el mismo agente o de nuevo material proveniente del interior terrestre.

La realización de estos procesos la lleva a cabo los denominados agentes geológicos externos (ríos, aguas subterráneas, olas, vientos, etc) y los agentes geológicos internos (movimientos orogénicos, movimientos epirogénicos, movimientos sísmicos, magmatismo, etc.)

Los procesos se desarrollan en la superficie y en el interior de la corteza como se ha mencionado y de acuerdo a ello los procesos se clasifican en:

Procesos de Origen Externo o Exógenos

Son todos los procesos cuyos agentes se relacionan a la atmósfera y el clima (agentes atmosféricos) como el agua de lluvia, nieve, y por los agentes geológicos tales como los ríos, glaciares, viento, olas, etc. Los procesos exógenos se subdividen en:

Destructivos: *denudación del relieve* que comprende la meteorización o intemperismo, que viene a ser la desintegración y descomposición de los materiales principalmente por los agentes atmosféricos. *La erosión* o arranque físico de los materiales por distintos mecanismos. *Transporte* de los materiales resultantes de los procesos anteriores a zonas bajas de la corteza.

Constructivos: *sedimentación* que comprende la acumulación de fragmentos transportados mecánicamente, en solución y en suspensión y sedimentados en un determinado lugar por su peso específico, por precipitación y decantación respectivamente. y la *litogénesis* que viene a ser la formación de nueva corteza a través de la formación de las rocas sedimentarias a partir de los sedimentos.

En términos generales los procesos exógenos son mayormente destructivos, es decir disminuyen las elevaciones de la superficie terrestre en las zonas elevadas y rellenando las zonas deprimidas.

Procesos de Origen Interno o Endógenos

Son todos los procesos que tienen lugar en el interior de la corteza y manto, que tienden a la formación de nuevas rocas en condiciones de temperatura y presiones elevadas, que producen la deformación de los materiales y aquellos que producen el ascenso y emplazamiento de estos conjuntos en superficie. Entre ellos destaca la *magmatismo* proceso relacionado con la actividad magmática, intrusiva y extrusiva, que da lugar a la formación de rocas ígneas y el *metamorfismo* que son transformaciones físico-químicas de los materiales para dar lugar a las formaciones de rocas metamórficas., *los movimientos de la corteza* se manifiesta por la orogénesis o formación de montañas y por los levantamientos y hundimientos de regiones terrestres o movimientos epirogénicos, fondos marinos, diastrofismo, y los sismos.

Los procesos internos son fundamentalmente de naturaleza constructiva, es decir aumentan las elevaciones de la superficie terrestre.

Agentes Geológicos

Los agentes geológicos constituyen el conjunto de fuerzas que actúan sobre los materiales de la corteza terrestre ocasionando su modificación física. Todo agente debe por sí solo efectuar la erosión, transporte y deposición de los materiales, es decir, a la vez que es destructivo también es constructivo; ejemplos de estos agentes principalmente externos son los ríos, glaciares, olas marinas, vientos, las aguas subterráneas. Los agentes internos son el vulcanismo, la orogenia, magmatismo intrusivo, diastrofismo, etc.

El resultado de la acción combinada de ambos agentes es una sucesión de procesos que históricamente se han asimilado a un ciclo: unos agentes crean y otros destruyen. Es lo que se llama *ciclo geológico*.

CICLO GEOLÓGICO

Es una sucesión de procesos dinámicos endógenos y exógenos enlazados en el tiempo que actúan sobre los materiales que componen la corteza terrestre.

Gliptogénesis-El relieve terrestre es atacado por los agentes externos dando lugar a los procesos destructivos a través de la erosión y el intemperismo, de manera tal que los materiales de la corteza son desintegrados y alterados variando su composición; posteriormente son transportados por medio de los agentes geológicos para finalmente ser depositados en las cuencas de sedimentación.

Petrogénesis.- Llamado también Litogénesis, los materiales depositados se compactan o se endurecen por efecto del proceso de la diagénesis o litificación, lo cual da lugar a la formación de nueva corteza mediante la formación de rocas sedimentarias.

A partir de aquí las rocas sedimentarias comienzan un proceso de transformación por efecto de los agentes geológicos internos, principalmente por el incremento de la presión litostática y de la temperatura, variando progresivamente su textura, estructura y composición mineralógica, dando lugar así a las rocas metamórficas.

Estas rocas pueden continuar el proceso de transformación, por aumento de la temperatura y presión y llegar a fundirse parcial o totalmente, lo que da lugar a la formación del magma. Cuando esto sucede tiene lugar un cambio en la composición general de la roca, produciendo una redistribución de los elementos; cuando la temperatura del magma disminuye se produce la solidificación y cristalización dando lugar a la formación de nuevos minerales y nuevas rocas. El magma puede salir bruscamente a la superficie a través de fracturas o volcanes, lo que da origen a las rocas volcánicas, o bien puede solidificarse a profundidad lentamente dando origen a las rocas plutónicas o intrusivas.

Orogénesis.-Durante la actuación de los agentes de la dinámica interna, simultáneamente a estos procesos que dan origen a las rocas (petrogénesis), tienen lugar los procesos tectónicos, cuyo resultado fundamentalmente es la formación de montañas (orogénesis). Este proceso consiste esencialmente en la primera fase de esfuerzos tangenciales y en una segunda fase durante la cual los materiales se levantan dando origen a la cordillera.

Simultáneamente a su levantamiento comienzan a actuar los agentes de la dinámica externa, que tenderán a destruir y formar el nuevo relieve mediante el proceso de erosión, transportando los materiales a las cuencas de sedimentación.

Característica de un Ciclo

El término "ciclo" no debe inducir a una idea de periodicidad en el tiempo y la universalidad geográfica, ya que el manto y la corteza siempre están en continua actividad y variando su posición en cada época geológica. Además los procesos externos e internos actúan continuamente sobre la litosfera, es decir, continuamente se está generando y destruyendo relieve aunque variando los efectos en intensidad.

Una característica del ciclo es que es un *proceso cíclico*, en la actualidad los grandes sistemas montañosos como los Andes están sometidos a fuertes procesos erosivos o gliptogénesis.

Los agentes internos y externos siguen un *proceso evolutivo*, puesto que han ido provocando progresivamente la transformación de la corteza terrestre

a lo largo de la historia geológica.

Es un *proceso repetitivo* porque en el transcurso de la historia de la Tierra se ha reproducido constantemente, dando lugar a lo que se ha denominado *ciclos orogénicos*, siempre bajo un mismo esquema evolutivo.

Es un *proceso lento* del que no podemos percibir más que sus resultados, es decir, estudiando el estado actual de las cadenas montañosas que se han ido formando a lo largo de la historia de la Tierra.

En conclusión, podemos decir que el ciclo geológico tiene un *carácter irreversible*, ya que una vez alcanzada una etapa no puede volver a su estado inicial, pues siempre sigue un proceso de evolución positivo.

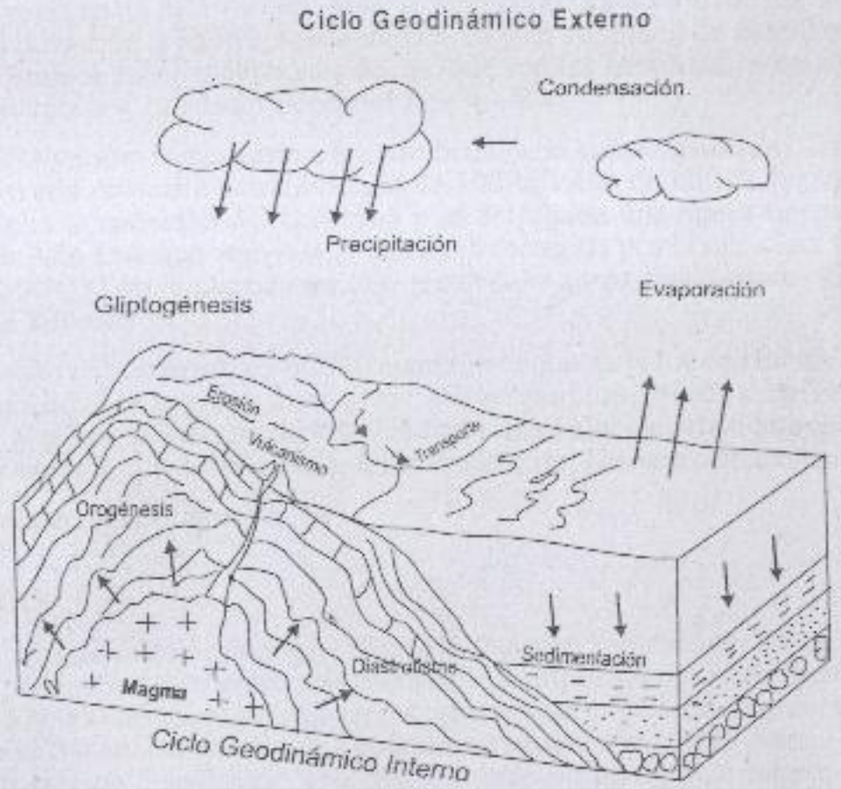


Fig 1.7 Ciclo geológico de la litosfera

CAPITULO II

ORIGEN Y EVOLUCIÓN DEL UNIVERSO

El universo es la extensión ilimitada de lo existente en todos los sentidos, donde todas las cosas están ordenadas y relacionadas. Está formado por millones de galaxias que a su vez son agrupaciones de millones de estrellas, de cuerpos cósmicos como manchones de luz, que son las nebulosas, y de planetas que son cuerpos que giran alrededor de estrellas.

En 1838 se midió la distancia a la estrella 61 de la constelación del Cisne y se encontró con una cifra extraordinaria de 103 billones de km, es cuando se comprende la inmensidad del Universo y se determina una nueva unidad de medida, el **Año Luz** que equivale la distancia recorrida por la luz a una velocidad de 300 000 km/s durante un año resultando aproximadamente nueve billones de kilómetros.

Otro hecho importante fue en 1930 cuando se enuncia la ley de Hubble, que dice "las galaxias se mueven a una velocidad proporcionalmente relativa a su distancia" y en las últimas mediciones indican una velocidad de 500 millones de km por hora, lo que es una clara demostración del Universo en expansión.

El universo está compuesto por:

GALAXIAS

Son acumulaciones de cuerpos cósmicos de orden superior que se caracterizan por poseer una estructura más complicada, elíptica e irregular. Según se cree, hay 100 000 millones de galaxias, destacándose la Vía Láctea, donde se encuentra el Sistema Solar. En una galaxia se reconocen cuatro partes: a) el núcleo, un esferoide aplastado y tal vez centrado en un agujero negro; b) el disco, que contiene estrellas (entre ellas el Sol) y polvo interestelar; c) un componente esferoidal (halo), donde están las estrellas viejas; y d) la corona, tenue pero muy extensa, donde al parecer no hay estrellas, sólo la materia «oscura» o «faltante», aquella que no es detectada por medios directos.

Las galaxias se observan como objetos extensos, con aspecto de nubes, generalmente aplastados, debido a su enorme distancia no se pueden ver las estrellas individualmente. Las galaxias más cercanas, las denominan *Nubes de*

Magallanes, están a unos 170 000 años luz. Además de estrellas, las galaxias suelen contener *nubes gaseosas y polvo interestelar*, que aparece oscuro ya que absorbe la luz de las estrellas que se encuentran detrás.

La clasificación de Hubble distingue: galaxias espirales, elípticas, irregulares y SO. *Las espirales* son las más abundantes y jóvenes, constan de un núcleo central muy brillante de forma redondeada a ovalada, rodeado de un disco grande y más tenue, los brazos son prolongaciones brillantes que partén del núcleo y donde se están formando nuevas estrellas azules. *Las elípticas*, se consideran galaxias "viejas" al haber transformado ya casi la totalidad de gas y polvo en la formación de estrellas de color rojo, tienen la forma de elipsoide más o menos achatado, este tipo de galaxia no presenta zonas oscuras y se supone, que contiene poca o ninguna materia interestelar.. *Las galaxias SO* son muy achatadas y tienen un núcleo central más brillantes, siendo un estado intermedio entre las dos anteriores. *Las galaxias irregulares* contienen estrellas y nubes oscuras de materia interestelar, formando un conjunto desordenado, carecen de estructura propia y generalmente de núcleo, son poco frecuentes y tamaño pequeño

Las galaxias debido a sus fabulosos tamaños y enorme distancia entre ellas, inducen a pensar que son como islas en el vacío, pero no es así, porque tiene la tendencia de agruparse en colonias, cuyo número de miembros oscila sólo unas docenas, hasta más de 10 000. La Vía Láctea pertenece a uno de ellas, llamado *Grupo Local*, que consta de unas veinte galaxias, a distancias de ella no superiores a dos millones de años-luz. A él pertenecen las galaxias de Andrómeda, la del *Triángulo* y las pequeñas *Nubes de Magallanes*, que se pueden considerar como satélites de la nuestra. A 30 años- luz se encuentra el *Cúmulo de la Virgen*, que tiene varios miles de galaxias, a 200 años-luz está el *Cúmulo de Berenice* con 9 000 galaxias. El cúmulo de galaxias más distante que se ha podido fotografiar es el llamado *Boyero* a unos 5 000 millones de años-luz.

CÚMULOS ESTELARES

Las estrellas de una galaxia se agrupan en concentraciones de menor cuantía, que contienen desde miles hasta ciento de miles de estrellas, originadas en una misma región y en una misma época. Los cúmulos presentan diversas estructuras: Los cúmulos globulares, suelen ser esféricos y cuentan con muchas estrellas rojas y carecen de materia interestelar, sus edades oscilan los 6 500 y 10 000 millones de años. Los cúmulos galácticos, contienen menos estrellas que las globulares y son sistemas en formación, pues aún contienen nubes de gases y polvo, por eso, sus estrellas son azules (muy jóvenes)

Fig. 2.1: Tipos de galaxias: a la derecha tipo globular y a la izquierda en forma espiral (Foto NASA)

Fig 2.2: Cúmulo de estrellas de Las Pléyadas que contienen estrellas relativamente jóvenes no mayores de 100 millones de años (Foto Instituto de Tecnología de California)

ESTRELLAS

Son grandes cuerpos cósmicos en actividad, solitarios o reunidos en acumulaciones estelares denominadas constelaciones. El radio de algunas estrellas puede alcanzar mil millones de kilómetros y la temperatura, muchas decenas de miles de grados sobre cero, incluso en la superficie. Las estrellas se distinguen por su brillo, su color y su posición relativa en el firmamento.

El brillo depende de la luminosidad (energía emitida por unidad de tiempo) y de la distancia (de modo inversamente proporcional al cuadrado de ésta), de acuerdo a la luminosidad las estrellas se clasifican en diversas magnitudes que va de 26,5 en el Sol, hasta las más débiles, de magnitud 21.

El color de una estrella depende de la temperatura de su superficie y del material que haya atravesado la luz antes de ser observada, cuyo espectro de coloración varía del rojo al violeta. La posición de los espectros y sus intensidades permiten deducir las temperaturas y la existencia de ciertos elementos o compuestos químicos. De acuerdo a la temperatura superficial las estrellas se clasifican en ocho tipos: O, B, A, F, G, K, M, C y desde las más calientes a las más frías. Las del tipo O y B, azules, tienen temperaturas de 40 000 a 15 000 °C; las A, blancas, de 15 000 a 8 000 °C; las F, G y K van del amarillo con 8 000 °C, al amarillo anaranjado con 4 000 °C, las M y C son rojas, con menos de 4 000 °C. A su vez, cada tipo se divide en cinco clases: las I, son supergigantes; II, gigantes brillantes; III, gigantes; IV, subgigantes y V, de la "secuencia principal", como el Sol que es del tipo G, clase V.

Las estrellas nacen y mueren y su vida debe durar de 10 a 12 mil millones de año,.que depende de la cantidad de hidrógeno de que disponga y de la rapidez con que lo consuma, las estrellas azules muy brillantes lo consumen aprisa y vivirán menos, mientras que las estrellas rojas lo consumen menos y durarán más. El proceso que conduce a la muerte de una estrella depende de la masa inicial de ésta. Después de expandirse, cuando se agota la energía, la masa de la estrella comparable al Sol pasará por la etapa de Gigante Roja y se contraerá hasta convertirse en Enana Blanca. Si la masa es mucho mayor que la del Sol, entre 5 a 10 veces, puede ocurrir una explosión de supernova tipo I, tras la cual se desintegra la estrella y se forma una nebulosa. Cuando la masa es 20 veces mayor que la del Sol ocurre una explosión supernova de tipo II, cuyos restos, forman, -se cree- una nube de gas en expansión y una densa estrella neutrónica o una nebulosa con agujero negro.

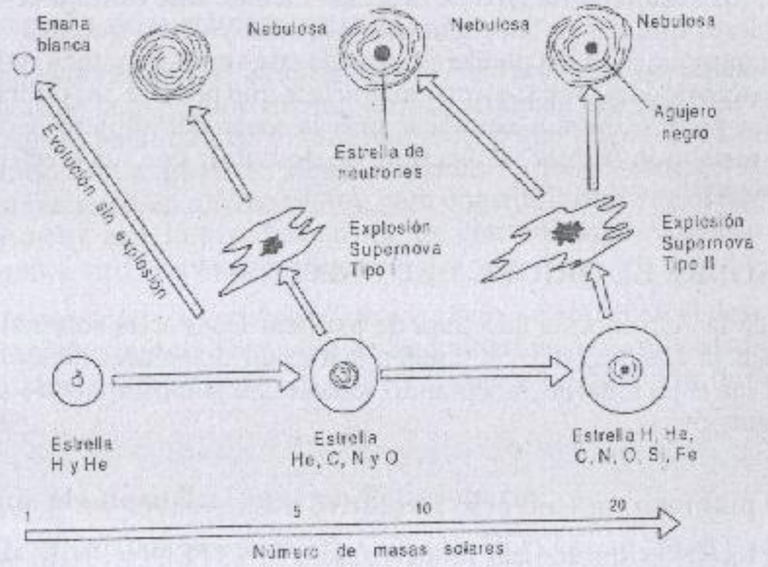


Fig. 2.3. Evolución de una estrella.

PULSARES

Estos objetos fueron descubiertos en 1967 y se distinguen por emitir señales de radio con gran rapidez y regularidad. Recientemente se han descubierto pulsares de frecuencia muy alta, del orden de más de 600 pulsaciones por segundo, al parecer débilmente magnetizados y no cercanos a restos de supernovas (teóricamente un pulsar es una estrella neutrónica en rotación, resultado de la explosión de una supernova). Se ha pensado, en consecuencia, que pudiera existir en la galaxia otra clase de estrella neutrónica caracterizada por su pulsación rápida, poca brillantez y débil campo magnético.

CUÁSARES

Son poderosas fuentes de radiación visible, casi puntuales, que emiten un espectro insólito, varios millones de veces más intensa que la del Sol. Fueron descubiertas en 1963 por medio de la radiotelescopía. El gran desplazamiento hacia el rojo que producen en las líneas del espectro indica que se encuentran a miles de millones de años luz de la Tierra y las convierten en los objetos más lejanos que se han detectado, tal como el llamado PKS-2000-330, que se sitúa a una distancia de aproximadamente 12 000 millones de años luz, el más lejano hasta la fecha.

AGUJEROS NEGROS

En teoría, los Agujeros Negros se originan cuando una estrella se contrae más allá de cierto límite y se hace aún más pequeña y densa que una estrella neutrónica; tanto que ni la luz puede escapar de su campo gravitacional. Cualquier objeto, rayo de luz o señal electromagnética que penetre, no podrá nunca escapar de ahí y contribuirá a aumentar más la masa del agujero. Como los agujeros negros son invisibles, se les trata de descubrir por sus efectos sobre objetos visibles.

TEORÍAS SOBRE EL ORIGEN DEL UNIVERSO

La parte de la Astronomía que trata de explicar las teorías sobre el origen del universo es la cosmogonía. Se pueden distinguir dos clases de teorías, las explosivas y las estacionarias, aceptando todas ellas la existencia de un Universo en expansión.

A).-Las que plantean un Universo Evolutivo o Explosivo.

Como las teorías cosmológicas relativistas de EINSTEIN y FRIEDMANN, que sostienen un universo en movimiento constante y expandiéndose a partir de un punto infinitesimal original, posiblemente como resultado de una «Gran Explosión o Big Bang» basada en LEMAITRE y GAMOV. Estas hipótesis explosivas admiten que el universo está en expansión, como consecuencia de la explosión inicial, de aquí hay dos posibilidades: que el universo siga expandiéndose indefinidamente, o que llegue un momento en el que frene la expansión, y luego empiece a contraerse de nuevo.

La teoría del Big Bang, dada por LEMAITRE y GAMOV en 1927, sugirió que el origen tuvo lugar hace veinte mil millones de años, en un momento de "tiempo cero"en que toda la materia y energía del Universo se hallaba comprimida en un "huevo cósmico" denominado por Gamov, o superátomo o átomo primigenio por Lemaitre, que estalló. Este átomo estaba formado por neutrones enormemente concentrados y era radioactivo en grado extremo, por lo cual estalló poco después de haberse formado, a partir de la explosión muchos neutrones se desintegraron en protones y electrones, combinándose para formar todos los elementos conocidos. La enorme cantidad de energía radiante, emitida en los primeros momentos, se habría ido enfriando durante la expansión, observándose hoy como radiación de fondo, la materia se habría condensado en nubes y polvo y éstos posteriormente en galaxias que se alejan unas de otras a velocidades variables y en todas las direcciones.

La teoría del Universo Pulsante, sostiene que el tiempo y el espacio no se crearon conjuntamente con el Big Bang, sino que consideran al cosmos como una entidad eterna, por ello muchos científicos se inclinan que la evolución del

Universo abarca una dimensión temporal que va mucho más allá de la explosión primordial y de la actual expansión.

Las hipótesis explosivas admiten que el Universo está en expansión, como consecuencia de la explosión inicial, de allí, arrancan dos posibilidades que el Universo siga expandiéndose indefinidamente o que llegue un momento en el que, frenándose la expansión, llegue a pararse y luego contraerse de nuevo hasta encontrarse en un mismo punto, para constituir otra vez el huevo cósmico (Big-crunch), este huevo después de un cierto tiempo, volvería a estallar, dando origen a otro Universo expansivo.

El modelo evolutivo, generalmente aceptado, se apoya en el descubrimiento del alejamiento mutuo o recesión de las galaxias a una velocidad proporcional a la distancia entre ellas y en la detección de la radiación remanente del «Big Bang».

B).-Las que plantean un Universo Estacionario

Difundidas en 1948 por BONDI, GOLD y HOYLE, se basan en el "Principio Cosmológico Perfecto" propuesto por el astrónomo inglés Edward MILNE, que sostiene la creación continua de materia, el universo ha sido siempre igual y así seguirá eternamente. Según esta teoría, por mucho que retrocediera en el tiempo, siempre habría galaxias en expansión y, por tanto, el Universo no tendría principio ni fin, sería eterno y uniforme. Esta teoría está cayendo actualmente en descrédito, por no estar todos sus puntos de acuerdo con la observación.

La edad del universo no escapa a la discusión. Se creía que las estrellas más viejas databan de 15 000 millones de años, pero los valores obtenidos por observaciones de cuásares y supernovas arrojan entre 9 000 y 13 000 millones de años.

EVOLUCION FUTURA DEL UNIVERSO

Según las ecuaciones de EINSTEIN, en consideración a un cierto valor crítico para la densidad de la materia del Universo, se presentan tres posibilidades para el futuro del Universo:

1. Si la densidad media de la materia en el Universo es **igual** al valor crítico, entonces el universo se **expandirá** a una velocidad siempre lenta y eventualmente dejará de expandirse.
2. Si la densidad media está por **debajo** del valor crítico, el universo es **abierto** y se continuará expandiéndose para siempre y cuando esté infinitamente separado y frío, vendrá el **"Big Chill"** o Gran Frío

3. Si la densidad media está por **encima** del valor crítico, el Universo es **cerrado**, lo cual significa que con el tiempo dejará de expandirse, empezará a contraerse, y finalmente se acabará, aproximadamente dentro de 20 mil millones de años, en un "**Big Crunch**" (Gran Implosión) el inverso de su origen, el Big Bang.

EL SISTEMA SOLAR

El Sistema Solar está constituido por el Sol, 9 planetas y 128 satélites o «Lunas», miles de asteroides y meteoritos. Todos ellos giran alrededor del Sol formando un sistema de l6 000 millones de kilómetros de diámetro, que ocupa un pequeñísimo espacio situado cerca del borde de uno de los brazos de la Vía Láctea, a unos 33 000 años luz del centro. Para dar una vuelta completa alrededor de ese centro («año cósmico»), el Sol necesita entre 225 y 250 millones de años terrestres.

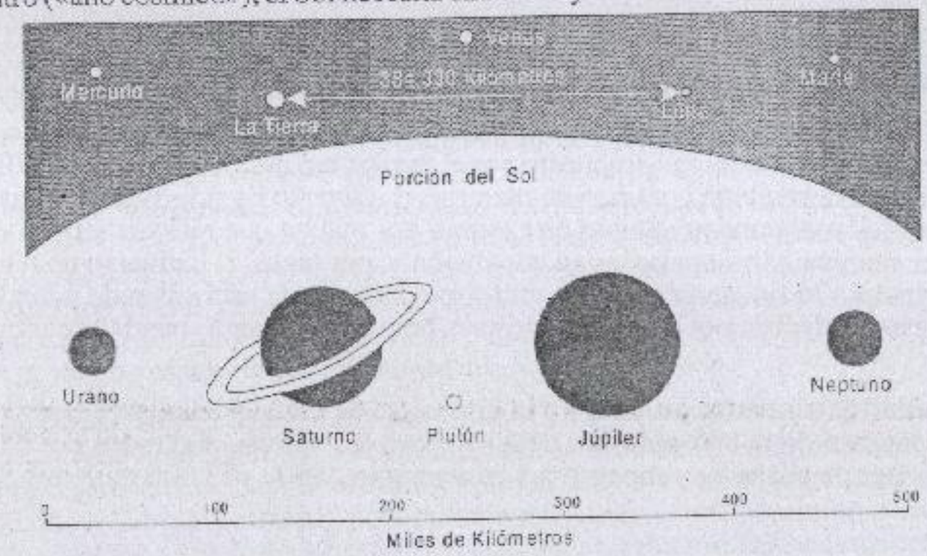


Fig. 2.4 Sistema Solar, mostrando el tamaño de los planetas, comparado con una porción del Sol.

El Sol

Es una estrella, una enorme esfera caliente, luminosa, de gas o más exactamente de plasma, cuarto estado de la materia. Está situado a 150 millones de kilómetros de la Tierra, distancia que se denomina Unidad Astronómica (U. A.) y que se utiliza para las medidas de distancias en el Sistema Solar. El período de rotación es de 26,8 días terrestres. Tiene un diámetro ecuatorial de 1 392 530 kilómetros o sea 100 veces el diámetro de la Tierra y una masa 332 000 veces mayor que la de nuestro planeta y un volumen de 1 300 000 veces mayor que el de la Tierra. Es la

sarertnocnoside@hotmail.com

fuente de luz y calor con partículas cargadas electromagnéticamente del Sistema Solar. Está compuesto en su mayor parte por hidrógeno (81,4 %) y helio (18,5 %) y el resto de los 68 elementos identificados sólo representan el 0,1 %. La densidad es 1,41 g/cm^3, posee una temperatura superficial de aproximadamente 5 700 °C en la fotosfera y aproximadamente de 800 000 °C a 5 000 000 °C en la corona. La fuente de energía es la conversión del H en He en el interior del Sol.

La capa superficial del Sol se llama *Fotosfera*; el límite externo lo constituye el borde del disco solar y se ve como luz blanca. La temperatura en la base de la fotosfera es aproximadamente 6 000 °K, pero decrece hacia 4 300 °K en el límite externo.

Por encima de la fotosfera se encuentran la atmósfera solar, y la *Cromosfera*, donde se producen las protuberancias solares. Más arriba de la superficie del Sol se halla la *Corona*, región de llamas luminosas de color blanco-perla, se puede interpretar como la atmósfera externa del Sol.

La corona se extiende a través del Sistema Solar y envuelve a los planetas. Se le llama *Viento Solar* en la región circundante a los planetas internos y consiste en partículas cargadas de electrones y protones provenientes de la desintegración de átomos de hidrógeno solar. El Viento Solar conduce partículas energéticas a la Tierra, donde son atrapadas o repelidas por las líneas de fuerza del campo magnético o *Magnetosfera Terrestre* de la Tierra.

Mercurio

Es el planeta del sistema solar más pequeño y más cercano al Sol, tiene 4.800 kilómetros de diámetro. Su densidad de 5,43 g/cm^3, es casi similar a la de la Tierra, y su volumen aproximadamente veinte veces menor. Su período de rotación es de 59 días y el de traslación de 88 días. Se ha calculado que la temperatura superficial es de 327 °C (día) y -175 °C (noche). La carencia de atmósfera es particularmente responsable de esta extrema temperatura, debido a que no hay viento para llevar el calor de una región a otra. El satélite Mariner 10 (1974) pasó muy cerca del planeta y reveló una superficie con cráteres similares a los de la Luna. Estos cráteres se formaron durante el intenso bombardeo de meteoritos en la primera etapa de la historia del Sistema Solar. No tiene satélites.

Venus

Después del Sol y la Luna, es el cuerpo que aparece más brillante en el cielo. Su atmósfera atrapa el calor de la superficie y provoca por ello altísimas temperaturas (420 a 485 °C). Sus dimensiones son parecidas a las de la Tierra: densidad 5,25 g/cm^3, diámetro 12 104 kilómetros. Completa su órbita alrededor del Sol en 225 días. Carece de satélites y su superficie presenta cadenas montañosas con gran actividad volcánica. Aunque Venus es ligeramente más pequeña que la Tierra, su fuerza gravitacional es menor, pero su atmósfera es 90 veces más densa

que la de la Tierra. La atmósfera venusiana está constituida por más del 97% de CO_2, con pequeñas cantidades de N, H, Ne, SO_2 y otros gases, con caídas de lluvias de ácido sulfúrico concentrado proveniente de nubes sulfurosas. Debido a su cercanía al Sol recibe mucho calor solar; esta radiación solar conduce a cambios químicos en la atmósfera de Venus. El CO_2 y el vapor de agua absorben la radiación infrarroja de modo tal que se calienta la superficie del planeta en un proceso llamado "Efecto Greenhouse". Mucha de esta agua reacciona con el SO_2, formando ácido sulfúrico, así la atmósfera de Venus es siempre caliente, ácida y rica en CO_2, hasta alcanzar temperaturas eventualmente cercanas a 450 °C.

La Tierra

Es el más denso de los planetas conocidos. Algunas de sus características son las siguientes: grandes masas de agua, escasos cráteres meteoríticos, atmósfera compuesta principalmente de nitrógeno y oxígeno, los que no aparecen en ningún otro cuerpo del Sistema Solar. Posee un diámetro ecuatorial de 12 756 kilómetros y de 12.735 kilómetros en los polos; por lo tanto, no es una esfera perfecta sino achatada en los polos. Su atmósfera controla y regula el calor que llega del Sol evitando un aumento excesivo de las temperaturas en el día y descenso brusco en la noche, además protege de las radiaciones ultravioletas, Rayos X y Gamma que podrían ser letales.

Gira alrededor de su eje en 24 horas y posee un movimiento de traslación alrededor del Sol en 365 días. Posee un satélite llamado Luna, cuya atracción ejerce influencia en la Tierra a través de las mareas.

El origen de la *Luna* ha quedado pendiente tras el programa Apolo. Una hipótesis propone que la Luna y la Tierra crecieron por acreción de material nebular como un planeta binario, vinculado por atracción gravitacional; pero la baja densidad de la Luna y su carencia de hierro y elementos parecidos resulta difícil de explicar si su acreción ocurrió al mismo tiempo que la Tierra bajo condiciones físicas y químicas parecidas.

Una segunda hipótesis, ampliamente debatida, se conoce como "Hipótesis de la Captura", supone que la Luna se formó por acreción en otra parte de la nebulosa solar, donde las condiciones eran muy diferentes de las reinantes allí donde se formaban los planetas internos. Más tarde la Luna pasó cerca de la Tierra siendo atrapada por el campo gravitacional terrestre; se ha sugerido que la captura por la Tierra ocurrió hace entre 3 600 - 3 700 Ma. Sin embargo, el mecanismo de captura de un cuerpo planetario tan grande tropieza con fuertes objeciones.

Una tercera hipótesis sostiene que la Luna se formó de material roto expulsado por la Tierra que giraba muy rápido. Esta "Hipótesis de la Fisión" la planteó en la década de 1890 Sir GEORGE DARWIN, hijo de CHARLES DARWIN, quien calculó que la Tierra giraba mucho más rápido que hoy y que la fuerza centrífuga de rotación producía un gran abombamiento en la Tierra, entonces se constituyó la fuente del material lunar.

sarertnocnoside@hotmail.com

Fig 2.5 La Tierra tomada desde el Apolo I cuando hacia su primer aterrizaje en la Luna, se puede apreciar parte de África (Foto NASA)

Fig. 2.6 Marte fotografiado por el Viking 2 al aproximarse al planeta rojo. A la izquierda esta Ascreans Mons, uno de los volcanes marcianos gigantes. Nubes de hielo salen por su lado occidental (Foto NASA)

Marte

Su diámetro de 6 720 kilómetros es ligeramente mayor que la mitad del diámetro de la Tierra, su masa es de 0,11 con respecto a la Tierra, recibe aproximadamente la mitad de energía solar que la Tierra y, en consecuencia, es más fría. El período orbital dura 687 días, es decir, algo menos de dos años terrestres. Posee una delgada y tenue atmósfera, suficiente para proporcionar un clima y tiempo atmosférico.

Posee capas de hielo polar compuesto de dióxido de carbono con algo de agua, que se extienden en invierno y desaparecen en verano. Las nubes detectadas tienen también esta composición. Gracias a los datos de las naves Mariner, Viking y Mars, hoy se sabe que tiene una larga y variada historia volcánica, con montañas que alcanzan 25 km de altura y 500 km de base como el Monte Olimpus que es tres veces más alto que el Everest. Posee 2 pequeños satélites: *Deimos*, de 5 km de diámetro y situado a 24 000 km del planeta y *Fobos* de 8 km, situado a 9 300 km.

La superficie de Marte fotografiada por las últimas misiones de Mariner 9 (1971 y 1972) y Viking I y II en 1976, resaltan accidentes marcianos notoriamente diferentes de los encontrados en la Tierra y la Luna. La mitad de Marte más o menos equivalente a su hemisferio sur está plagada de cráteres, algo así como la superficie de la Luna, mientras que el otro hemisferio apenas tiene cráteres. Entre los grandes accidentes geológicos de Marte se cuentan los volcanes y los valles rifts de tamaño enorme para los estándares terrestres. Un volcán de escudo, el Monte Olimpus, y otros tres volcanes tienen dimensiones comparables a los antes mencionados. El rift mayor, el Valle Marineris, aparece como una fosa de paredes rectas de 100 km de anchura y 6 km de profundidad en algunos lugares

Entre los accidentes superficiales más enigmáticos se cuentan los que parecen cauces excavados por flujos fluidos, algunos de los cuales muestran patrón anastomosado. Hoy Marte carece de agua superficial y, sin embargo, los cauces sugieren la acción de grandes avenidas de agua en periodos cortos.

Además los análisis de fluorescencia de rayos X realizados por el Viking del regolito marciano determinó Fe (13 a 14%), Si (15 a 30%), Ca (3 a 8%), Al (2 a 7%), proporciones importantes de K, S, Cl, Ti, lo que induce a pensar que la roca debe tener una composición ultramáfica rica, en olivino y piroxeno, conclusión que concuerda con la presencia de volcanes y coladas de lavas.

Los Asteroides

Son cuerpos celestes de pequeños tamaños, que se encuentran entre las órbitas de Marte y Júpiter. Aunque se han fotografiado aproximadamente 30 000, se supone que existen 50 000; sólo se conoce con detalle la órbita de unos 1 600. Probablemente sean restos de la explosión de algún planeta. Sus órbitas

sarertnocnoside@hotmail.com

son similares a las de los planetas, algunos presentan grandes anormalidades, como órbitas de gran excentricidad y muy inclinadas que los acercan al Sol a distancias menores que Mercurio y la Tierra. Algunos de estos asteroides son conocidos como *Icaro, Hidalgo y Hermes*. Además, sus tamaños son muy pequeños, pues sólo el 10 % de ellos supera 80 km de diámetro. Su forma es irregular, y sólo los dos mayores, *Ceres y Palas*, son esféricos.

Júpiter

Es el mayor planeta del Sistema Solar, con un diámetro de 142 800 km, unas 11 veces mayor que el de la Tierra. Su densidad es de 1,32 g/cm^3, pero su masa es unas 300 veces la de la Tierra y un volumen de 1 000 veces mayor. Su distancia al Sol es de 778 millones de km, la duración de su traslación es de 12 años terrestres, aproximadamente. Su composición primordial es de hidrógeno (90 %) conteniendo además helio, metano, amoníaco, etano, dióxido de carbono.

Este planeta posee un gran número de satélites, 61 hasta Junio 2003, siendo el último detectado por los astrónomos de la Universidad de Hawai denominado S/2003.J21; la mayoría se mueven en órbitas circulares, los interiores se mueven en la misma dirección que Júpiter y los exteriores en dirección contraria. Los cuatro satélites mayores son: *Ganimedes*, de 5 300 km de diámetro y 3,4 g/cm^3 de densidad; *Calisto*, de 4 840 km y 1,8 g/cm^3; *Io*, 3 640 km y 3,4 g/cm^3 y *Europa*, 3 100 km y 3,1g/cm3; los dos primeros tienen el diámetro de Mercurio; Io, tiene intensa actividad volcánica y fue descubierto por el «Voyager». Además está Metis, Adastro, Amaltea, Tebas, Leda, Himalia, Lisitea, Elara, Ananke, Carme, Pasifae, Sinope.

La superficie de este planeta está cubierta de una serie de bandas claras y oscuras alternantes y paralelas a su círculo mayor. Tiene un fuerte campo magnético. En el hemisferio sur se ha detectado la presencia de la denominada «gran mancha roja» de 48 000 x 12 800 km de tamaño, que se mueve lentamente y puede desaparecer incluso por varios días, se supone que sea una gran tormenta.

El cometa Shoemaker-Levy 9 fue descubierto en 1993 por Eugene y Carolyn Shoemaker y David Levy. Debido a un cercano encuentro en 1992 con Júpiter fue capturado por el planeta y se rompió en 21 fragmentos debido a la gravedad del planeta los cuales se quedaron dispersados a lo largo de varios kilómetros. Los cálculos de la órbita mostraron que los restos del cometa iban a precipitarse contra Júpiter en Julio de 1994 creándose una gran expectativa en el mundo científico que se aprestaron a observar lo que luego demostró ser el mayor espectáculo y al mismo tiempo la mayor catástrofe en el sistema solar que ha podido observar el hombre. Entre el 16 y el 22 de Julio de 1994 los fragmentos fueron impactando, uno tras otro, con la alta atmósfera de Júpiter lo que provocó impactos en el planeta produciendo elevación de temperaturas de hasta 30 000 °C, el primer impacto y durante una semana se prolongo la caída de los fragmentos y el acontecimiento supero todas las expectativas.

Saturno

Es el planeta con menos densidad de 0,68 g/cm^3; es el más pintoresco. A sus bandas, similares a las de Júpiter pero más regulares, se sumó la existencia de anillos delgados ecuatoriales, compuestos de materia fina. Su período de rotación es de 10 horas y su período de traslación, a una distancia del Sol de 1 427 millones de km, lo hace en 29 años terrestres.

Posee 31, de los cuales la mayoría han sido descubiertos por el Voyager desde 1980, destacando el satélite *Titán*, el mayor, cuya atmósfera es rica en nitrógeno (como la de la Tierra) y también muy densa, como la de Júpiter, compuesta principalmente de hidrógeno y helio, con más metano y menos amoníaco que la de Júpiter y carente de oxígeno. Otros satélites son Atlas, Prometeo, Pandora, Epimeteo, Jano, Mimas, Encelado, Calipso, Tetis, Telesto, Dione, Helena, Rea, Hiperion, Japeto, Febe.

Urano

Al pasar, en 1986, el Voyager II reveló interesantes características de este planeta. Entre las ya conocidas, sobresale la inclinación de su eje de rotación: los polos se encuentran casi en la elíptica. Tiene un diámetro de 51 800 km. Su período de rotación es de 17 horas (movimiento retrógrado) y su período de traslación lo realiza en 84 años. Está compuesto de hidrógeno (90%), helio (9%) y metano, este último, en la atmósfera, da al planeta un tono verdoso. Su densidad es de 1,25g/cm^3. Su sistema de anillos, descubierto en 1977, está constituido por lo que se cree es el material más oscuro del Sistema Solar.

Los datos del Voyager indican que Urano tiene un campo magnético más intenso que el terrestre y que, por lo menos, posee 23 satélites entre los que destacan *Titania, Oberon, Umbriel, Ariel, Miranda , Puck, Belinda, Rosalinda, Porcia, Julieta, Desdémona, Crecida, Bianca, Ofelia, Cordelia* y 6 satélites descubiertos en 1986.

Neptuno

Como en Urano, el metano de la atmósfera absorbe la luz roja del Sol y deja sólo los azules y verdes reflejados. Su período de rotación es de 18 horas, tardando 165 años en completar su órbita alrededor del Sol. En 1983 se anunció el descubrimiento, hasta el momento no confirmado, de anillos en torno a este planeta. Su composición debe ser similar a la de Urano, aunque no se ha detectado la presencia de amoníaco. Carece de bandas de nubes, y su temperatura exterior es de -185 °C.

En 1984, fue medido con exactitud el período de rotación del planeta, posee 11 satélites, *Nereida* y *Tritón*, este último tal vez el más grande del Sistema Solar, tiene movimiento retrógrado y 9 satélites descubiertos desde 1989.

Fig. 2.7 Júpiter y sus satélites Io y Calixto visibles delante del planeta, que giran alrededor del mayor de los planetas del sistema. Es un mundo gaseoso, denso, que no tiene superficie sólida. Fotografía tomada en Marzo de 1979 por la nave espacial Voyager 1 (Foto NASA).

Fig. 2.8 Saturno. En Noviembre de 1980 el Voyager 1 fotografió el intrincado sistema anular de Saturno. Se ven sombras que proyectan los anillos sobre el pálido planeta gaseoso y sobre sus satélites Tetys y Dione (Foto NASA)

Plutón

Descubierto en 1930, es el planeta más alejado del Sistema Solar. Aunque muy poco se sabe de él, su apariencia es del tipo terrestre y no posee las características de los planetas exteriores. Su densidad exacta es desconocida, se le atribuye aproximadamente 4,7 g/cm^3 y su diámetro es de 2 400 km. Su período de rotación es de 6 días terrestres y de traslación 248 años en girar alrededor del Sol. La presencia del único satélite, *Caronte*, ha permitido calcular que la masa del planeta, contrariamente a lo pensado, es inferior a la de la Tierra.

Debido a sus características, tan diferentes a las de sus vecinos, su origen debe ser explicado también de manera diferente. En la hipótesis de LYTTLETON, hoy día aceptada, supone que originalmente era un satélite de Neptuno que se movía en una órbita regular. En su movimiento debió pasar a poca distancia de otro satélite, Tritón, como consecuencia de ello, se producirían fortísimas perturbaciones gravitacionales, pudiendo Plutón escapar a la atracción de Neptuno y comenzar a girar independientemente alrededor del Sol como un planeta.

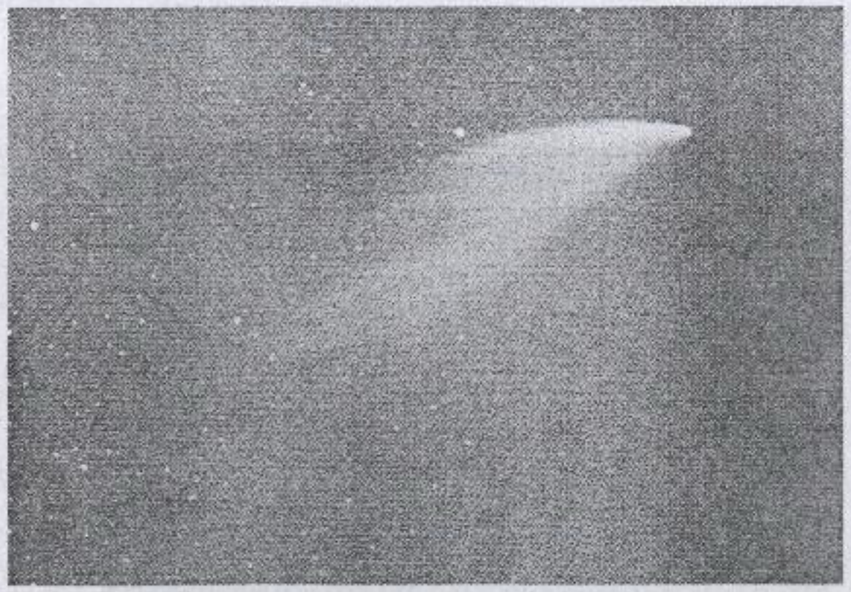


Fig. 2.9 Posición del cometa con respecto al Sol (Foto Nasa).

Los Cometas

Son cuerpos celestes que originalmente estaban muy alejados del Sol, más lejos que Plutón. Están constituidos por una agregación de cuerpos rocosos denominada núcleo. Al aproximarse al Sol, su energía radiante hace que del núcleo se desprendan gases y partículas sólidas que quedan gravitando alrededor de él formando la «cabellera», que puede alcanzar 150 000 km de longitud.

Al acercarse más al Sol se desarrolla la «cola», de composición similar, que aparece siempre en posición opuesta al Sol por efecto del empuje del viento solar y que puede alcanzar varios millones de kilómetros.

Al alejarse del Sol, tanto la cabellera como la cola se debilitan hasta desaparecer, perdiéndose en el espacio. Los cometas tienen una órbita más excéntrica y alargada que la de los planetas, con períodos de traslación de 3,3 años y de varios miles de años.

CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DEL SISTEMA SOLAR

La Tierra y los otros planetas, con excepción de Plutón, presentan tantas características comunes que no se puede dudar que tuvieron un mismo origen. Para cualquier hipótesis sobre el origen del Sistema Solar se deberá tener en cuenta las siguientes características:

a) Todos los planetas giran alrededor del Sol.
b) Describen órbitas elípticas de baja excentricidad (casi circulares), al contrario de los cometas cuyas órbitas son elípticas muy alargadas.
c) Todas las órbitas planetarias están aproximadamente en un mismo plano, el cual está inclinado unos 6° con respecto al plano ecuatorial del Sol.
d) Todos los planetas giran en una misma dirección, siguen un movimiento de rotación alrededor de su eje, con la excepción de Urano, cuyo círculo mayor está inclinado casi 90° con respecto a los otros.
e) La masa del Sol constituye el 99 % de la masa total de Sistema Solar, su momento angular es sólo de 2 %, correspondiendo a los otros planetas el 98 % restante y concretamente a Júpiter el 60 %.
f) La distancia de los planetas al Sol forma una serie en la que la separación entre los planetas crece según una progresión casi geométrica. Esta ley fue enunciada por TITIUS; pero fue el astrónomo J. E. BODE quien la difundió en 1772.
La relación Titius-Bode, se suele enunciar del siguiente modo: se escribe la serie numérica 0,3,6,12,24,48,96, etc., se le suma cuatro a cada término y se divide entre 10, obteniéndose la sucesión 0.4, 0.7, 1.0, 1.6, 2.8, 5.2, 10, 19.6, etc.; que coincide con las distancias de los planetas al Sol expresadas en unidades astronómicas. Los éxitos de esta relación fueron el descubrimiento del planeta Urano y la franja de asteroides que se presume haya sido un planeta.
g) Los planetas de nuestro Sistema Solar se pueden dividir en dos clases separados por la franja de asteroides: los Planetas Menores, sólidos, de pequeño tamaño, densidad elevada, relativamente cercanos al Sol y constituidos esencialmente por hierro, oxígeno, silicio y magnesio; este grupo denominado también planetas terrestres, lo constituyen Mercurio, Venus, Tierra y Marte. Los Planetas Mayo-

res, de superior tamaño que los anteriores, de densidad menor y constituidos por elementos ligeros, hidrógeno y helio, principalmente, o sus combinaciones más estables como amoniaco, agua, metano, etc.; este grupo lo conforman Júpiter, Saturno, Urano, Neptuno, añadiéndose el planeta Plutón.

TEORÍAS SOBRE EL ORIGEN DEL SISTEMA SOLAR

Las primeras explicaciones sobre cómo se formaron el Sol, la Tierra y el resto del Sistema Solar se encuentran en los mitos primitivos, leyendas y textos religiosos. Ninguno de ellos puede considerarse como una explicación científica seria.

Todas las teorías que intenten explicar el origen y posterior desarrollo del Sistema Solar, deben explicar también todos los fenómenos físicos que se observan en la actualidad. Sólo se pueden establecer hipótesis y desarrollar distintos modelos físico-matemáticos. Ninguna de las hipótesis explican satisfactoriamente todos los fenómenos que se puedan observar hoy, aun cuando cada una de ellas explica, de forma más o menos concreta, uno o varios de los fenómenos. En la actualidad, se consideran dos tipos de teorías sobre el origen del Sistema Solar:

a) Teorías Naturales o Evolucionarias

Estas teorías suponen un origen natural para el Sistema Solar a partir de una nebulosa o nube de gas y polvo cósmico giratorio que se condensan en distintos grupúsculos para formar el Sol y los planetas

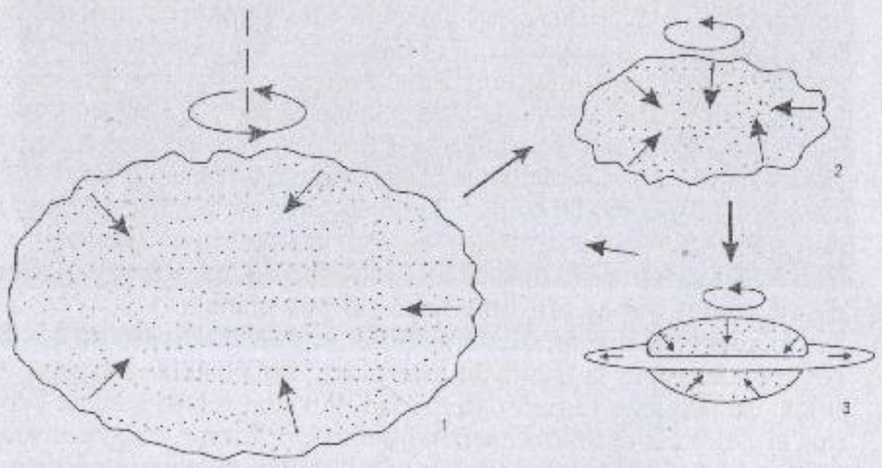


Fig. 2.10 Representación esquemática del origen del Sistema Solar a partir de una nebulosa.

Tabla 2.1. CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DEL SISTEMA SOLAR

Sistema	Satélites 2003	Distancia al Sol (km)	Tiempo de rotación	Tiempo de traslación	Diámetro km	Masa	Densidad	Gases atmosféricos
Sol			23-25 d	---	1,393,000	332,485	1.41	H_2, He
Mercurio	0	58	59 d	88 d	4,84	0.05	5.43	
Venus	0	108	243 d	225 d	12,106	0.81	5.25	CO_2, H_2, ClH
Tierra	1	150	23.9 h	365.3d	12,742	1.00	5.52	Varios
Marte	2	229	24.6 h	687 d	6.72	0.11	3.96	CO_2, H_2O, CH_4, HN_4, H_2
Júpiter	61	778	9.8 h	12 años	141,82	318	1.32	H_2, He, NH_3, CH_4
Saturno	31	1 427 000	10.6 h	29.7 años	120	95.2	0.69	H_2, He
Urano	23	2 880,000	10.7 h	84 años	51.8	14.5	1.60	
Neptuno	11	4510,000	18 h	165 años	44,16	17.4	2.3	H_2, He, CH_4
Plutón	1	5 900,000	6.4 d	248 años	2.4	---	4.7	---

b) Teorías Catastróficas

Son las que suponen que el Sistema Solar se formó como consecuencia de la aproximación de dos estrellas, lo que motivó una atracción gravitatoria tan intensa entre ellas, que de la menor se desprendió un «chorro» de gas a elevada temperatura, el que al enfriarse se condensó en distintos núcleos que originaron los planetas.

Fig. 2.11: Representación esquemática del origen del Sistema Solar por atracción de dos estrellas.

HIPÓTESIS SOBRE EL ORIGEN DEL SISTEMA SOLAR

Hipótesis Nebular

Existen diversas hipótesis que trataron de explicar estas características, tenemos las del alemán ENMANUEL KANT en 1975 y del francés PIERRE SIMON DE LAPLACE («Hipótesis Nebular»). Imaginaron una enorme nube de materia en contracción que se hallaba en fase rotatoria al empezar el proceso. Al contraerse, se incrementó la velocidad de rotación de la nube, comenzó a proyectar un anillo de materia a partir de su círculo mayor, en rápida rotación. Esto disminuyó en cierto grado el momento angular, de tal modo que se redujo la velocidad de giro de la nube restante, pero al seguir contrayéndose, alcanzó de nuevo una velocidad que le permitía proyectar otro anillo de materia. Así, el nuevo Sol fue dejando tras sí una serie de anillos (nubes de materia) que se fueron condensando lentamente para formar los planetas. Con el tiempo, éstos expelieron a su vez pequeños anillos que dieron origen a sus satélites. La «Hipótesis Nebular» parecía ajustarse muy bien a las características principales del Sistema Solar e incluso explicaba algunos de sus detalles. Si la hipótesis de LAPLACE fuese correcta, los sistemas planetarios abundarían en el Universo.

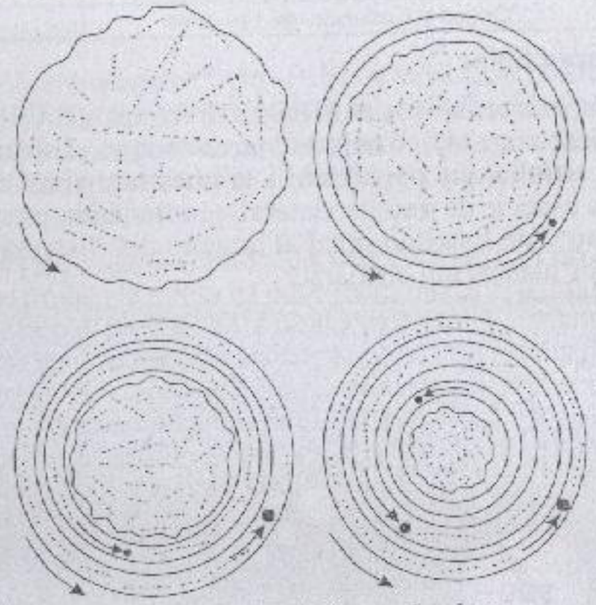


Fig.2.12 Esquema de la teoría Nebular de Kant y Laplace.

Hipótesis Planetesimal

En 1905 dos sabios norteamericanos THOMAS CH. CHAMBERLAIN y FOREST RAY MOULTON, propusieron su «Hipótesis Planetesimal», que explicaba el origen de los planetas como resultado de una cuasi colisión entre nuestro Sol y otra estrella. Este encuentro habría arrancado materia gaseosa de ambos soles y las nubes de material, abandonadas en la vecindad de nuestro Sol, se habrían condensado luego en pequeños «planetesimales» y éstos a su vez, en planetas. Esta es la hipótesis planetesimal que trataba de salvar las incompatibilidades que presentaba la hipótesis nebular.

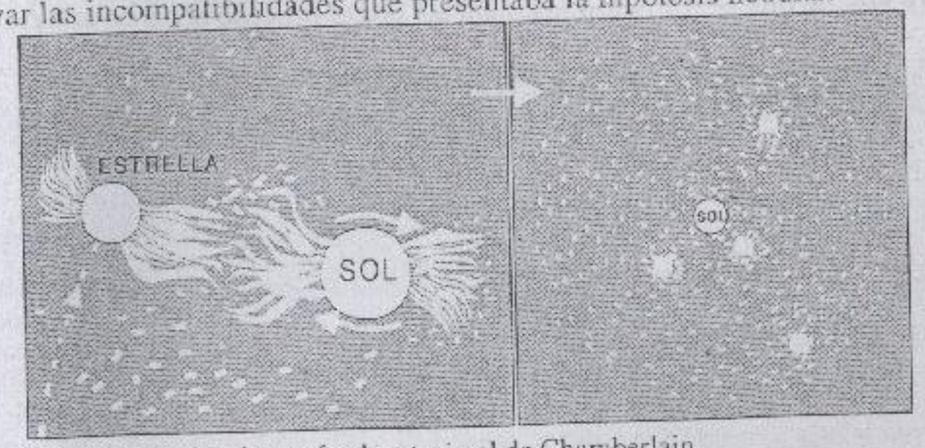


Fig. 2.13 Esquema de la teoría planetesimal de Chamberlain.

Hipótesis de la Marea Solar

En 1918, los científicos británicos JAMES HOPWOOD JEANS y HAROLD JEFFREYS propusieron una «Hipótesis de Marea» sugiriendo que la atracción gravitatoria de una estrella que pasó junto a la nuestra, habría comunicado a las masas de gas una especie de impulso lateral, produciendo un solo chorro de gas en forma de huso y de longitud igual al tamaño del Sistema Solar, dando origen a los distintos planetas al enfriarse.

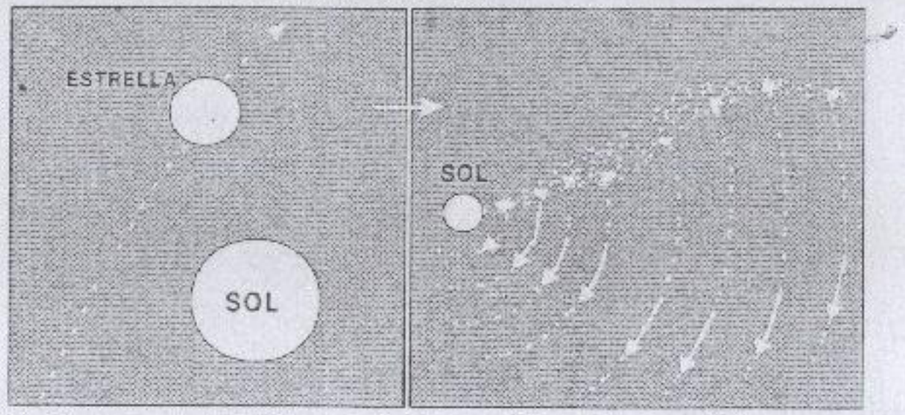


Fig. 2.14 Esquema de la hipótesis de la Marea Solar de Jeans y Jeffreys.

Teoría Cosmogónica

Durante la década iniciada en 1930, RUSSELL Y LITLETON propusieron que originalmente el Sol era un sistema doble constituido por dos estrellas. Esto no tendría nada de particular, ya que el 10 % de las estrellas visibles son dobles. Especuló que otra estrella perturbadora habría ejercido su acción sobre el doble Sol del que se formaron los planetas por el proceso descrito anteriormente.

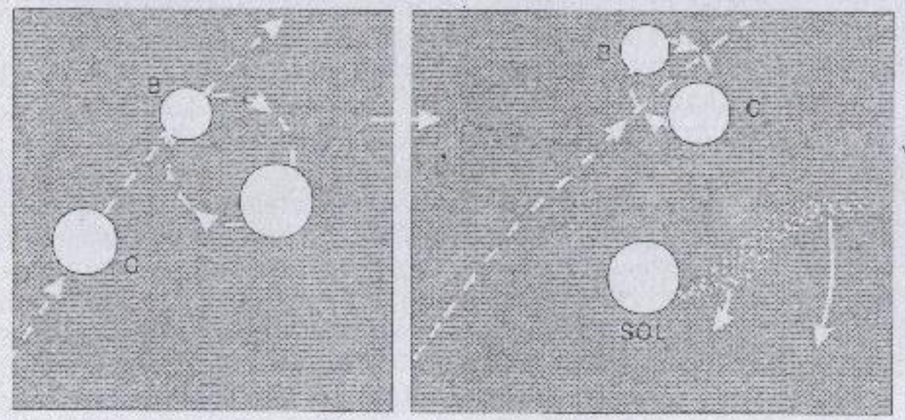


Fig. 2.15 Esquema de la teoría Cosmogónica de Litleton

Hipótesis de Weizsacker

En 1944, el astrónomo alemán CARL F. VON WEIZSACKER calculó que en los remolinos o torbellinos mayores habría la materia suficiente como para formar otras galaxias. Durante la turbulenta contracción de cada remolino, se generaron remolinos menores, cada uno de ellos lo bastante grande como para formar un sistema solar con uno o más soles.

En el caso de los gases ligeros (hidrógeno, helio, etc.) se habrían disipado rápidamente, por lo que se explica la rareza de estos gases en los planetas en comparación con la abundancia que hay en el Sol. La masa cercana al Sol habría sido absorbida por él mismo, y sólo habría quedado una centésima parte para la formación de los planetas. De los remolinos formados, a escala más reducida, se habrían formado los satélites siguiendo un mecanismo análogo de la formación de los planetas.

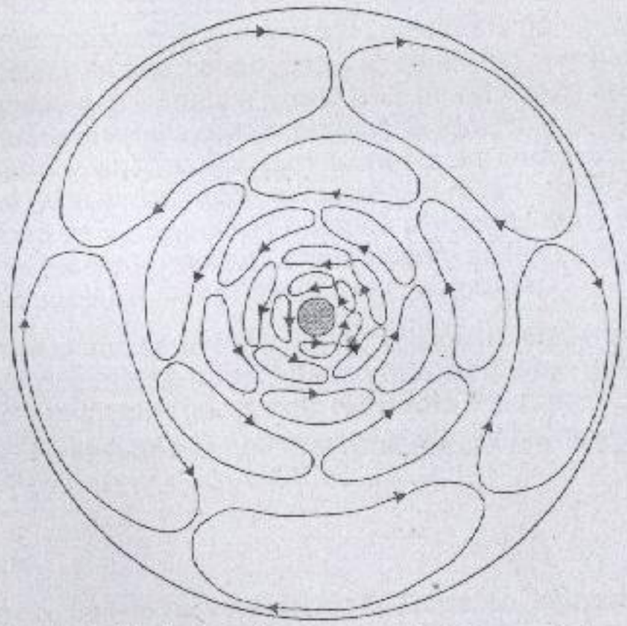


Fig. 2.16 Esquema de la hipótesis sobre el origen del sistema Solar según Weizsacker y Ter-Haas.

Teoría del choque de dos Nebulosas

Sostenido por el científico BELOT, quien postula que el Sistema Solar se originó por el encuentro de dos nebulosas que se movían a una velocidad prodigiosa, hasta el extremo de que, a pesar de su naturaleza gaseosa, una de ellas adquiere tal rigidez que al chocar con la otra nebulosa se producen, en el llamado «tubo torbellino» de la primera, nodos y vientres equidistantes. Estos vientres son los núcleos de los que Belot llama protoplanetas y con el tiempo se transformarían en los actuales planetas del Sistema Solar.

Capítulo III

LA TIERRA

ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA Y COMPOSICIÓN

La Tierra posee una estructura general constituida por capas concéntricas, y es, probablemente, en esta heterogeneidad donde hay que buscar la causa de la intensa actividad que le afecta y que está modificando continuamente su superficie. Mientras que en la capa superficial o corteza es posible tomar muestras directamente y analizarlas para conocer la composición química y mineralógica, el resto de las capas, el manto y el núcleo son inaccesibles y por lo tanto se infiere su composición química y mineralógica basándose en la interpretación de los datos geofísicos, por lo tanto no tienen el mismo grado de certidumbre que aquellos datos obtenidos en la corteza.

El conocimiento directo del interior de la Tierra es muy escaso, en consecuencia, para conseguir este conocimiento más certeramente se ha tenido que recurrir a medios indirectos tales como el estudio e interpretación del comportamiento de las ondas sísmicas y, en menor grado, de los meteoritos que llegan a nuestro planeta.

Ondas Sísmicas

La Sismología, una de las ciencias de la Tierra, se ocupa del estudio de los sismos, del registro de las ondas sísmicas y del análisis de los datos obtenidos.

Los sismos, como los terremotos y temblores son movimientos bruscos , provocados por la rápida liberación de energía, que prueban la intensa actividad en que se encuentra el subsuelo, aunque se pueden producir terremotos con la actividad volcánica o a consecuencia de impactos de meteoritos de gran tamaño, pero la inmensa mayoría de los terremotos son de origen tectónico y están causados por deslizamientos rápidos de grandes bloques rocosos a lo largo de fallas. Estos son poderosas fuentes de energía que a menudo provocan devastaciones en la superficie, Parte de la enorme energía que se libera produce violentos desplazamientos de los materiales existentes; la energía restante se disipa por medio de las ondas sísmicas que pueden viajar por el inte-

rior o por la superficie y son detectados en puntos alejados con el auxilio de instrumentos especiales llamados *sismógrafos*, y registrados en *sismogramas*.

Hay dos tipos fundamentales de ondas sísmicas: a) superficiales, que se generan en un punto de la superficie al que llegan las ondas sísmicas y viajan por la superficie. b) internas, que viajan a través del interior de la Tierra; y

Dentro de las ondas superficiales hay dos tipos de ondas: 1) *Ondas Rayleigh*, en las que el movimiento de las partículas se producen en un plano vertical en el que se encuentra la dirección del movimiento de la onda y que elíptico y retrógrado con respecto a la dirección de propagación. La amplitud del movimiento de las partículas decrece exponencialmente con la profundidad y 2) *Las Ondas Love* que se forman cuando existe una interfase que separa una capa de baja velocidad, de un material de velocidad mayor situado debajo. El movimiento de la partícula es horizontal y en ángulo recto a su dirección de propagación.

Dentro de las ondas sísmicas internas, que son las que se trasmiten a través de las capas internas de la Tierra las que proporcionan información sobre las características físicas de las mismas, se distinguen dos clases, atendiendo al modo de desplazarse:

Ondas sísmicas longitudinales, que desplazan a las partículas longitudinalmente siguiendo el movimiento de las ondas, según una compresión-distensión alternante. Se suele designar con la inicial «P» (ondas primarias), ya que son las más rápidas y, en consecuencia, llegan primero a los sismógrafos; sus características les permiten viajar a través de cualquier medio: sólido, líquido o gaseoso.

Ondas sísmicas transversales, que producen una vibración de las partículas con una dirección perpendicular a la dirección de avance de las ondas. Se suelen designar con la inicial «S» (ondas secundarias) y llegan a los sismógrafos después de las ondas P, ya que su velocidad es menor. Presentan una particularidad muy importante, y es que sólo se pueden trasmitir a través de materiales sólidos.

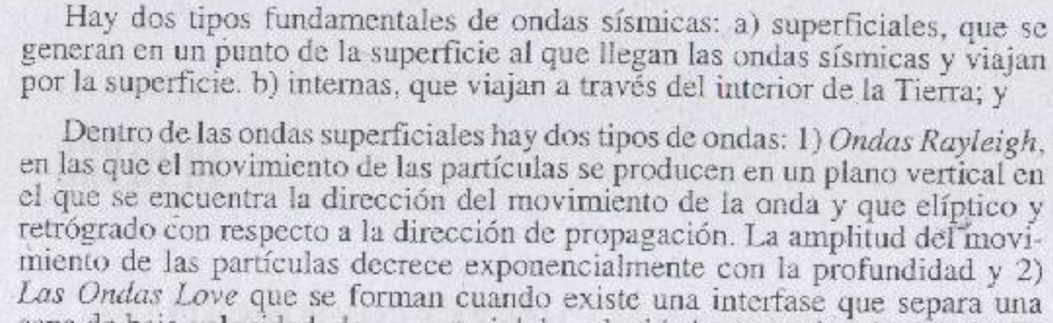


Fig. 3.1 Representación esquemática de los movimientos de las partículas en las ondas sísmicas longitudinales y transversales

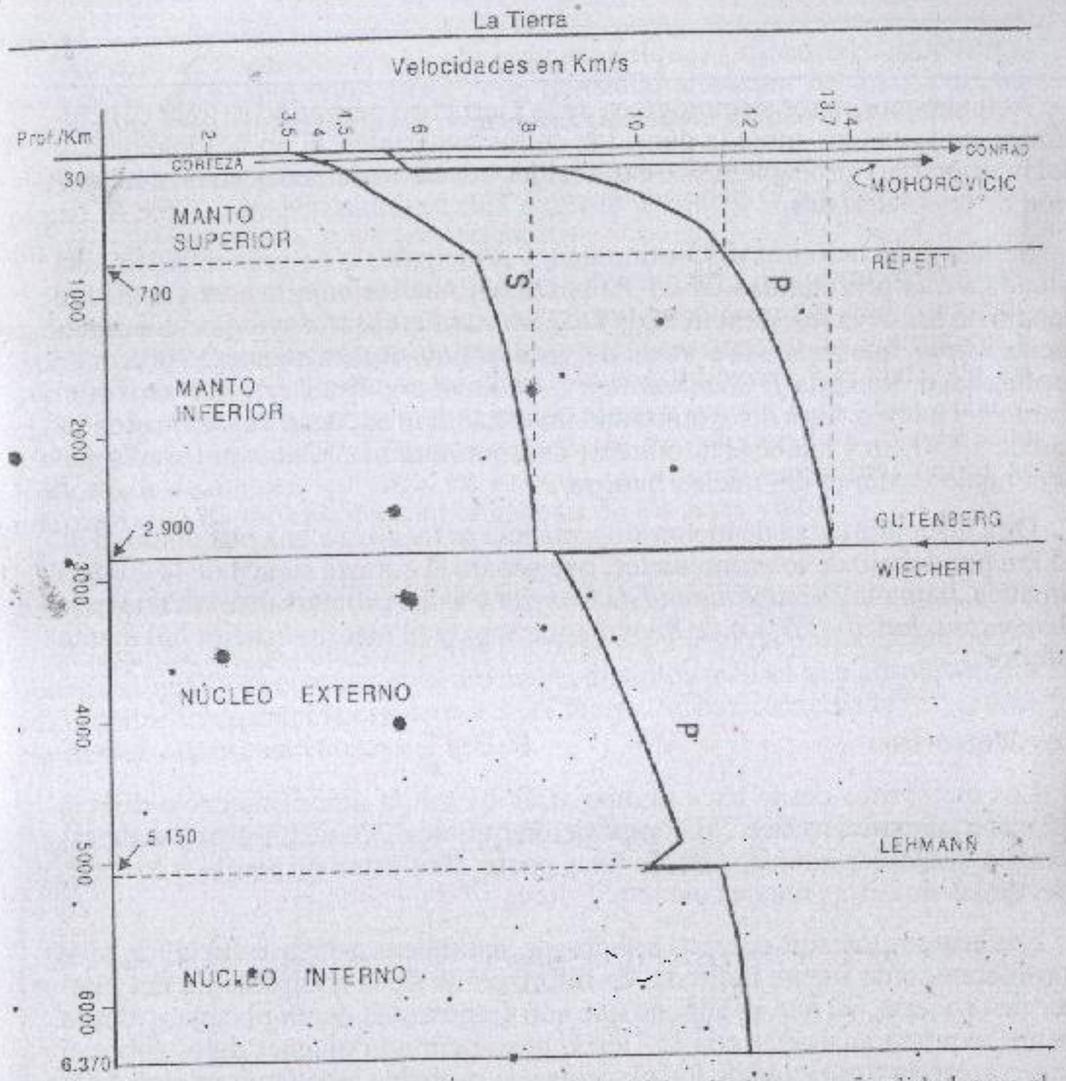


Fig.3.2 Variación de las ondas sísmicas "P" y "S" a distintas profundidades en el interior de la Tierra (Modificado de Meléndez, A)

Discontinuidades Sísmicas

El estudio de los registros sísmicos que se obtienen de los terremotos permite no sólo determinar el punto del interior de la Tierra donde éstos han tenido origen, sino también la forma de trayectoria y las velocidades de propagación de cada tipo de ondas a las distintas profundidades. En base de esta interpretación se determinó que hay varias zonas con bruscos cambios en la velocidad de propagación y dirección de las ondas sísmicas que se supone corresponden a otras tantas zonas de cambió de las propiedades físicas de los materiales y que se denominan *discontinuidades sísmicas*.

Actualmente, datos sismológicos de la Tierra han permitido extraer conclusiones aproximadas sobre la densidad de los materiales, la no-homogeneidad del interior, muy probablemente explicables por las variaciones en la composición de los materiales.

Se han detectado tres discontinuidades principales o de primer orden, una situada a una profundidad de 35-70 km debajo de los continentes y a 10 km debajo de los océanos, denominada *Discontinuidad de Mohorovicic* o simplemente *Moho*, que separa la corteza del manto; otra situada a unos 2,900 km de profundidad, llamada *Discontinuidad de Gutenberg-Wiechert*, que separa el manto del núcleo. Otra discontinuidad importante se encuentra a una profundidad de 5 150 km y recibe el nombre de *Discontinuidad de Lehmann*, que separa el núcleo externo del núcleo interno.

Otra discontinuidad de menor importancia se localiza a una profundidad de 15 km por debajo de los continentes, que separa la corteza siálica de la corteza simática, llamada *Discontinuidad de Conrad* y a una profundidad de 700 km la *Discontinuidad de «20°» o de Repetti*, que separa el manto superior del manto inferior.

Los Meteoritos

Los meteoritos desde hace tiempo atrás fueron la única evidencia directa del material extraterrestre. Su composición química y mineralógica son de especial y particular interés, y desde hace pocos años están disponibles los análisis de las muestras lunares.

Los meteoritos son cuerpos sólidos de naturaleza pétrea o metálica y se consideran como fuente indirecta de información de la composición del interior de la Tierra, ya que se supone que son fragmentos de un planeta y, desde luego, se busca analogías con la Tierra, pues permiten obtener datos sobre el origen solar, la formación de los planetas y la probable estructura interna de la Tierra.

Los análisis químicos de cientos de meteoritos han revelado que contienen elementos que existen en la Tierra, aunque entre sus minerales hay algunos inexistentes en nuestro planeta. Mineralógicamente los meteoritos están formados por dos fracciones principales: aleaciones de hierro y níquel (kamacita y tenita) y silicatos (especialmente olivino y piroxenos, es decir, los minerales característicos de las rocas básicas o ultrabásicas)

Según el predominio de una u otra de las fracciones, los meteoritos se dividen en tres grandes grupos:

Aerolitos. Constituidos predominantemente por silicatos, con una densidad de 3,5 g/cm³ es decir, similar a las rocas básicas (máficas) que se encuentran en la corteza terrestre (sima)

Siderolitos. Formados por aleación de ferroníquel y silicatos en proporciones aproximadamente equivalente, con densidad alrededor de 5,0 g/cm³, se supone que correspondería a las rocas que conforman el manto terrestre.

Sideritos. Constituidos esencialmente por una aleación de hierro (90 %) y níquel (8,5 %), caracterizado por una elevada densidad (7,5 g/cm³) y que se supone correspondería al núcleo terrestre.

Recientemente, el estudio de la composición química de ciertos meteoritos, denominados *condritos carbonosos*, ha permitido determinar que contienen una fracción orgánica constituida por hidrocarburos aromáticos y alifáticos y por aminoácidos y pirimidinas, es decir, los constituyentes esenciales de los organismos terrestres, por lo que se puede afirmar que en el Sistema Solar y, probablemente, en otros sistemas similares se han producido y se producen fenómenos de síntesis química, en los que se originan estructuras químicas intermedias e imprescindibles en la génesis de los seres vivos

Estructura del Interior de la Tierra

Basándose en los conocimientos sobre la velocidad de propagación de las ondas sísmicas y su comportamiento en los distintos medios que atraviesan, ha sido posible interpretar la estructura de la Tierra. Se ha determinado la existencia de tres capas concéntricas (Fig.3.3).

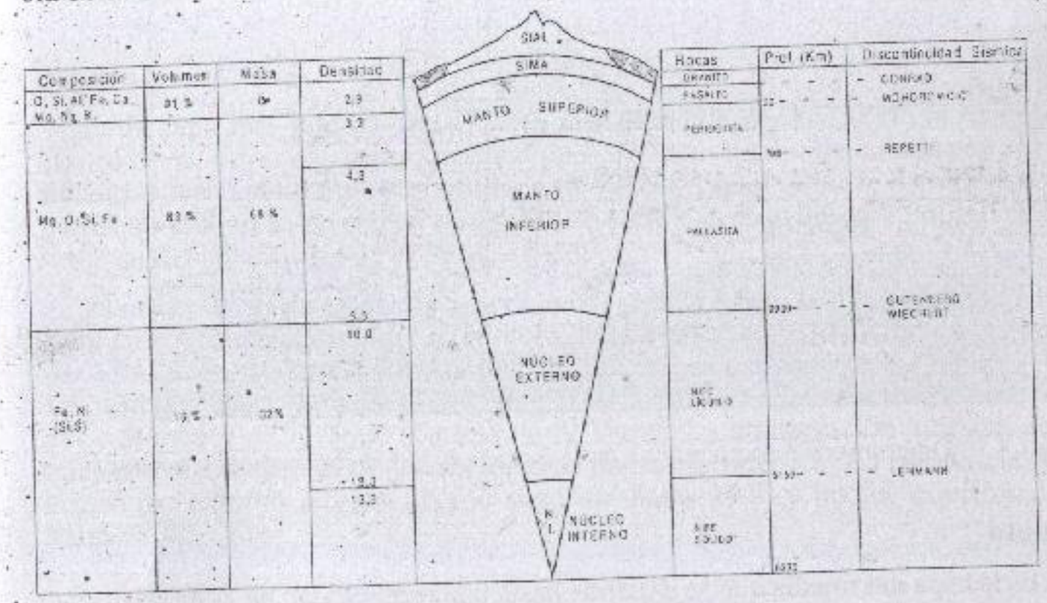


Fig. 3.3. Estructura interna de la Tierra

Corteza

Es la capa más superficial de la Tierra y constituye únicamente el 1% de su masa. Pese a su escasa importancia cuantitativa, sobre la corteza versan el 98% de los conocimientos directos existentes acerca del planeta. Se caracteriza por poseer un grosor de 70 km debajo de los continentes y de 10 km debajo de los océanos, separada del manto por la discontinuidad de Moho.

La corteza superior en los continentes está constituida por tres capas superpuestas; una capa superficial de sedimentos sueltos, una capa intermedia llamada *Sial*, compuesta por silicatos de aluminio semejante a la composición de los granitos (roca ígnea plutónica) y la capa inferior llamada *Sima*, compuesta por silicatos de magnesio, de composición parecida a la del basalto (roca ígnea volcánica); éstas dos últimas capas están separadas por la discontinuidad de Conrad. (fig. 3.4)

La corteza bajo el océano es significativamente diferente; es mucho más delgada que bajo los continentes y de composición simática, dado que falta totalmente la capa granítica o siálica.

La composición química y mineralógica de la corteza se asemeja a la composición de los meteoritos llamados aerolitos.

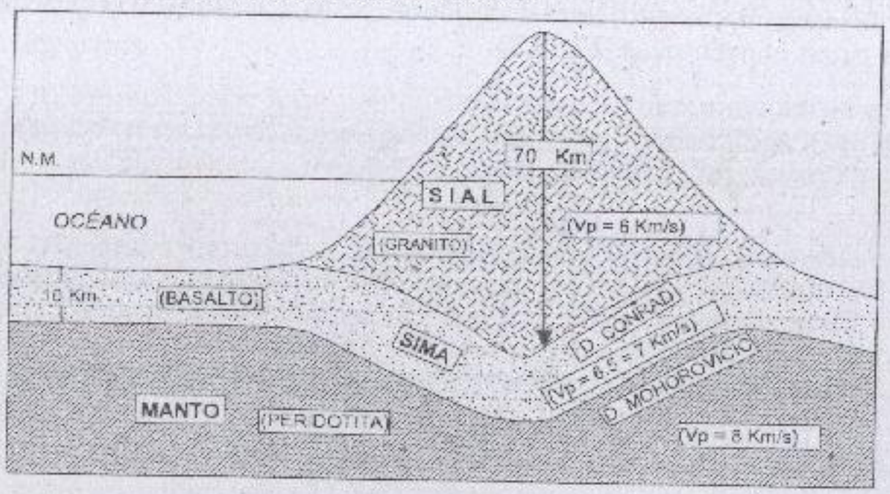


Fig.3.4. Diagramación esquemática de la corteza bajo los continentes y océanos.

Manto

Es la capa intermedia que se extiende hasta una profundidad de 2 900 km, que a su vez se divide en manto externo o superior, de densidad 3,3 g/cm^3, compuesta de rocas ultrabásicas o ultramáficas como la peridotita, extendiéndose hasta una profundidad de 700 km, donde se presenta la discontinuidad de Repetti que lo separa del manto interno o inferior de densidad 5,5 g/cm^3, compuesta de variedades polimorfas de silicatos densos o por óxidos densos como la pallasita

Las ondas sísmicas cambian bruscamente su velocidad y dirección en la parte superior del manto, determinando la discontinuidad de Moho, que lo separa de la corteza, y en la parte inferior a la profundidad de 2.900 km, se presenta la discontinuidad de Gutenberg-Wiechert, que lo separa del núcleo.

El manto constituye el 83 % del volumen y el 68 % de la masa. Es la región de donde proceden la energía y las fuerzas responsables de la expansión de los fondos marinos, la deriva de los continentes, la orogénesis y los terremotos mayores. Su composición química se asemeja a la de los meteoritos llamados siderolitos.

Cabe resaltar que entre 100 y 350 km se encuentra la *astenosfera*, que se trata de una capa cuyo comienzo está marcado por: un descenso en la velocidad de las ondas P y S, una disminución importante del número de terremotos y una disminución de la viscosidad, probablemente debido a que a estas profundidades la temperatura se aproxima a la temperatura de fusión de algunos minerales, todo lo mencionado confiere a la astenosfera un comportamiento diferente al que posee la litosfera, de ahí que se considere a esta capa como "capa blanda" en contraposición con la litosfera rígida. El hecho que la capa rígida "flote" sobre el lecho blando tiene una gran importancia porque permite explicar múltiples fenómenos geológicos dentro de la Teoría de la Tectónica de Placas.

Núcleo

Es la capa más interna de la Tierra y se extiende desde 2 900 km hasta el centro de la Tierra a una profundidad de 6 370 km. Se divide en dos partes el núcleo externo, de naturaleza química de hierro-níquel líquido, debido que a través de ella no se propagan las ondas «S». Se extiende desde 2 900 a 5 150 km y su densidad varía de 10 a 12,2 g/cm^3.

El núcleo externo está separado del núcleo interno por la discontinuidad de Lehmann, donde hay un rápido cambio de la velocidad y dirección de las ondas «P», de naturaleza hierro- níquel sólido, que se extiende de 5 150 a 6 370 km y su densidad varía de 13,3-13,6 g/cm^3. El núcleo representa sólo el 16 % del volumen y el 32 % de la masa de la Tierra. La composición química del núcleo se asemeja a la de los meteoritos llamados sideritos. La existencia de un núcleo externo líquido no fue sugerida hasta 1936 y no fue confirmada hasta 1970.

COMPOSICIÓN GEOQUÍMICA DE LA TIERRA

Se tiene evidencias directas de la composición de la corteza, pero se debe confiar en evidencias indirectas para las otras dos capas. Por lo tanto, nuestro conocimiento sobre la composición global de la Tierra es limitado, dado que el manto y el núcleo representan el 99 % de la masa de la Tierra.

Nuestro conocimiento sobre la composición química de la corteza proviene del análisis de las rocas y de las evidencias geofísicas en la estructura de la corteza. El oxígeno es el elemento dominante cerca del 47 % del peso y 94 % del volumen; otro elemento mayor es el silicio, con casi el 28 % de peso, pero menos del 1 % del volumen, debido al tamaño pequeño de su átomo. Le siguen el aluminio, hierro, calcio, magnesio, sodio y potasio.

Un conjunto de elementos, aunque no abundantes en la corteza, tienen una concentración más alta que en el resto de las dos capas: H, Li, B, F, Ti, Rb, Si, Zr, Nb, In, I, Cs, Be, La, Tierras Raras, Hf, Ta, W, Fe, Pb, Bi, Th y U, muchos de estos elementos se encuentran en concentraciones mayores que su promedio cortical en ciertos tipos de rocas ígneas (tal como las pegmatitas).

El manto, según evidencias sísmicas, es heterogéneo tanto vertical como lateralmente. De las rocas ígneas conocidas en superficie, sólo tres, dunita, peridotita y eclogita, tienen la propiedad elástica que podrían producir las velocidades sísmicas observadas en el manto superior o externo.

Todas estas rocas tienen composiciones químicas groseramente similares a aquellos meteoritos siderolitos, y en ellos Mg, O, Si, Fe son los elementos esenciales y probablemente éstos ocurran en el manto externo en forma de silicatos y óxidos densos que pueden llegar a ser abundantes.

El conocimiento sobre la densidad, el campo magnético, propiedades físicas del núcleo (estudios sísmicos) y los meteoritos de hierro (sideritos) guían para un acuerdo general de que el núcleo está compuesto de hierro y níquel; están presentes cercanos a la proporción encontrada en la aleación de hierro y níquel de estos meteoritos. Los datos geofísicos sugieren una pequeña proporción de silicio y azufre, y la ausencia de las ondas «S» en el núcleo externo hace suponer que sea líquido.

La composición total de la Tierra puede ser calculada, puesto que los tamaños de las zonas son conocidos por los datos sísmicos. Hay en general un acuerdo en que la Tierra está compuesta de O, Fe, Si, Mg, Ca, Al, Na, K Cr, Mn, P, Ti, Ni, Co, S.

EL CAMPO GRAVITACIONAL DE LA TIERRA

El campo gravitatorio de la Tierra conjuntamente con la fuerza centrífuga provocada por su rotación define la forma aproximadamente elipsoidal del planeta.

El enunciado de la Ley de Gravitación de Newton (1 666) es que existe una fuerza de atracción entre dos cuerpos cualesquiera, que es proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre sus centros de gravedad.

Por consiguiente, «Mt» es la masa de la Tierra en kg, y donde r es la distancia al centro de la Tierra en metros, la fuerza F existente sobre una masa «m» situada sobre la superficie de la Tierra es:

$$F = \frac{G\,Mt \times m}{r^2} \quad (1)$$

Donde, G es la constante universal de gravitación. Esta constante ha sido determinada por numerosos investigadores, tomándose como 6,67xl0-11 N m^2 kg^{-2}

La Fuerza que actúa sobre una masa (m) que cae hacia la Tierra bajo la única influencia de la gravedad puede escribirse:

F= masa por aceleración

F= m x g (2)

y combinando las ecuaciones 1 y 2 se obtiene para la Tierra

$$g = \frac{F}{m} = \frac{G\,Mt}{r^2} \quad (3)$$

La ecuación (3) nos demuestra que conociendo g, r, G puede calcularse la densidad media de la Tierra. Usando las medidas actuales, el valor de la densidad media es aproximadamente 5,52 x 1000 kg/m^3. El hecho de que este valor sea mucho mayor que la densidad de las rocas superficiales (2,5-3,0 x 1000 kg/m^{-1}) nos indica que la densidad debe aumentar con la profundidad.

La unidad del Sistema Internacional para medir la aceleración de la gravedad es el **m/s²** siendo esta medida muy grande para medir las anomalías gravitatorias se usa el **gal** que es igual a **1 cm/s²**. Como esta medida es también muy grande en geología, se usa el "**miligal**", que es la milésima parte de un Gal (en recuerdo a Galileo). Como ejemplo la gravedad en el Ecuador es 9.78 m/s², es decir 978 gal o 978 000 mgal.

VARIACIONES Y CORRECCIONES DE LA GRAVEDAD

Las variaciones de la intensidad de la gravedad entre dos puntos en la superficie pueden ser atribuidas a diversas causas:

Latitud. Es una de las causas principales de cambio en la intensidad gravitatoria. Este efecto es el resultado de dos fenómenos: 1) la fuerza centrífuga originada por la rotación de la Tierra disminuye desde un máximo en el Ecuador hasta los polos y 2) al ser el radio menor en los polos, la atracción será allí mayor hacia el centro de la Tierra que en latitudes más bajas. Ambas fuerzas actúan en igual sentido y «g» aumenta gradualmente con la latitud, desde 978 cm/s² en el Ecuador hasta 985 cm/s² en los polos.

La corrección de Bouguer es de 0,04156 δ mgal/m en donde «δ» es la densidad en kg/m^3 del material existente entre la estación y el nivel del mar es así

que la gravedad en el Ecuador es de 978,049 gal y en los polos es mucho mayor, alcanza a 985,222 gal.

Altitud. Una partícula situada en la superficie terrestre es atraída con diferente intensidad hacia la Tierra según su elevación. La diferencia de altura entre dos puntos hace que la gravedad varíe con la distancia al centro de la Tierra, de allí que la gravedad decrecerá al incrementarse la altura sobre la superficie de la Tierra.

Existe la costumbre de usar el nivel del mar para efectuar esta corrección, la que se denomina «corrección de aire libre», que es de 0,3086 mgal por cada metro por encima del nivel del mar.

Estructura Geológica. Las diferentes densidades de los materiales que constituyen la corteza hacen que varíe la gravedad.

Topografía. Las elevaciones y las depresiones producen variaciones de la gravedad.

Fig. 3.5 Diagrama que ilustra las «correcciones» que deben hacerse a la anomalía gravitatoria observada en A cuando está a distinta elevación que B, si está cerca de una colina o valle requiere corrección adicional.

La Fig. 3.5 reproduce las correcciones que hay que efectuar, en este caso los puntos A y B que están en la superficie de la Tierra; A se encuentra a una altura «h», por lo tanto, la gravedad de A será menor que B (corrección de aire libre) debido a que A está más alejada del centro de la Tierra que B. Al mismo tiempo, la gravedad en A será mayor que en B a causa de la atracción adicional ejercida por el material de densidad « q » (sombreado en el diagrama) existente entre los niveles de A y B. La gravedad en A1 será menor que en A debido a que la colina adyacente a A1 ejercerá una atracción, dirigida hacia arriba; similarmente, la gravedad de A2 también será menor debido a que el valle ha alejado una masa atractiva perteneciente al nivel de A2.

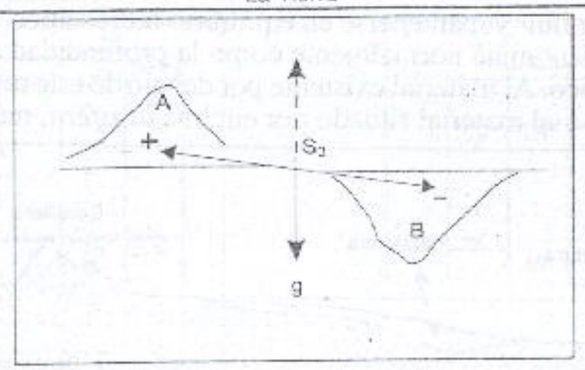


Fig. 3.6 - Se muestra el efecto de la topografía sobre la gravedad.

Isostasia

La interpretación de las anomalías gravitatorias se basa en el principio contenido en la ecuación:

$$g = \frac{4\,RG\delta}{3}$$

De este modo, si «g» es medido en un punto de la superficie de la Tierra en la que «δ» (densidad) es anormalmente baja, «g» será anormalmente baja y si «δ» es anormalmente alta, «g» será anormalmente alta. Esta correlación también puede ser descrita en términos de masa, mejor que en términos de densidad. Ocupando el mismo volumen, una región de baja densidad poseerá menos masa e inversamente una región con densidad alta poseerá una masa mayor; por lo tanto, un valor de «g» anormalmente bajo en un punto indica que bajo ese punto hay una deficiencia de masa y un valor «g» anormalmente alto implica un exceso de masa.

Por lo tanto, en la interpretación de las anomalías gravitatorias el factor básico es el siguiente: una anomalía negativa indica una región con deficiencia de masa (baja densidad) y una anomalía positiva indica una región con exceso de masa (alta densidad) (Fig 3.6). Este es un ejemplo del principio de la isostasia, «que es el correspondiente estado de equilibrio que existe entre los extensos bloques de la corteza terrestre» y se manifiesta en la forma de cordilleras, mesetas o llanuras.

Durante la expedición francesa a los Andes Peruanos en el siglo XVIII observaron que las montañas no son simples masas adheridas a la corteza, al realizar diversas medidas para ver de qué manera la masa de las montañas afectaría a una plomada separándola de la vertical; sin embargo, la separación fue bastante menor de la esperada. Estas observaciones condujeron al desarrollo del principio de la isostasia. Dicho principio postula que «la carga extra debida o existente en las cadenas montañosas se compensa a profundidad por la existencia de materiales ligeros, es decir, las montañas poseen raíces». En consecuencia postula que el material

a profundidad puede fluir y mantenerse en equilibrio hidrostático en algún nivel del interior que se denomina normalmente como la profundidad de compensación o nivel isopiéstico. Al material existente por debajo de este nivel se le denominaría *astenósfera* y al material situado por encima *litosfera*, más rígida.

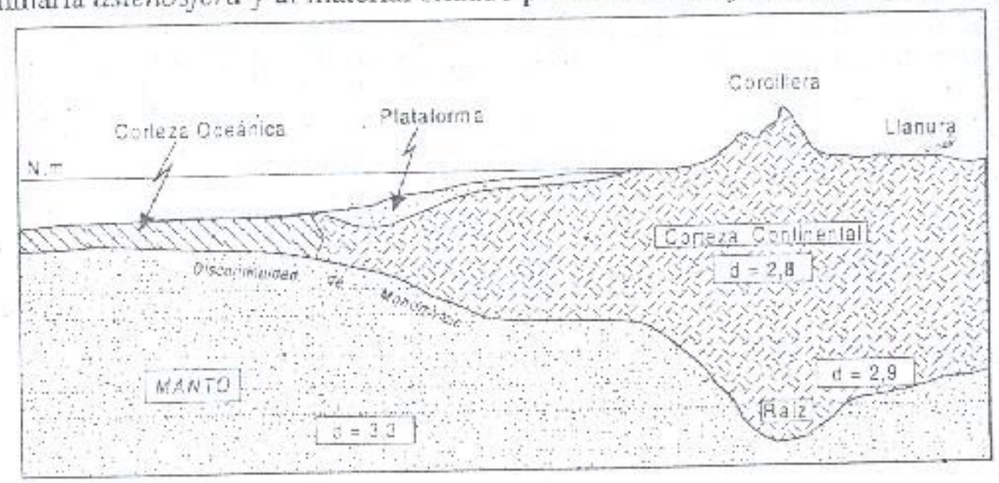


Fig. 3.7 Isostasia

Esta última concepción responde en general mucho mejor a las conclusiones a que se llega desde un punto de vista geológico. El término isostasia en griego significa «igual equilibrio» o «igual estado», lo propuso el geólogo norteamericano C. E. Dutton en 1889.

De acuerdo a ella, el mayor relieve de la Tierra se compensa por las diferencias de densidad que hay dentro de la corteza, y el nivel donde las compensaciones son completas, es decir, el nivel isopiéstico se designa con el nombre de *nivel de compensaciones*.

Se han desarrollado dos hipótesis isostáticas extremas, que tratan de explicar como se compensan en la profundidad, las características de la superficie de la Tierra:

a) **Hipótesis de Pratt-Hayford (1864)**. Dice que la compensación se consigue por variaciones laterales de densidad por encima del nivel de compensación situado a 113,7 km de profundidad, dependiendo de las densidades de la elevación.

b) **Hipótesis de Airy**. Sostiene que la corteza terrestre se encuentra en un estado de equilibrio de inmersión, como los icebergs sobre el agua, de manera que los materiales superficiales tienen aproximadamente la misma densidad y flotan sobre un substrato más denso. Por lo tanto, el concepto de Airy supone que las cadenas montañosas deberían tener profundas raíces en el basamento por debajo del nivel alcanzado por los bloques de regiones terrestres más deprimidas.

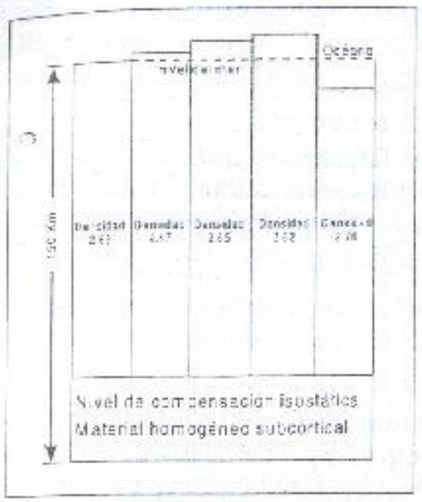


Fig. 3.8 Hipótesis de Pratt.

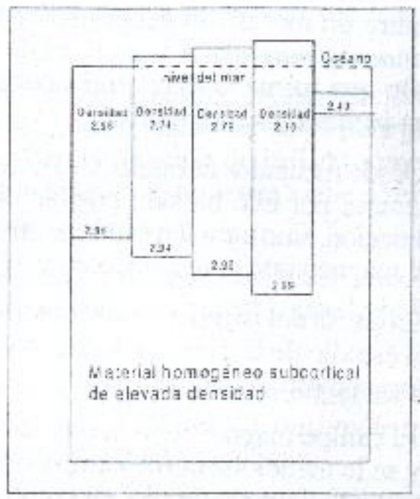


Fig. 3.9 Hipótesis de Airy.

La moderna confirmación de estas dos teorías se basa en las anomalías de Bouguer negativas de las cadenas montañosas, en los estudios sísmicos y en estudios geológicos generales sobre diversas rocas de diferentes partes de la superficie terrestre. Hoy día existe la certeza de que las cadenas montañosas tienen sin duda raíces que se extienden a una profundidad mayor que el material superficial bajo áreas de tierras de poca elevación. También parece que hay algún tipo de diferencia de densidad entre las rocas características de las cadenas montañosas y de las de otras regiones. De esta manera ambas teorías, la de Pratt y Airy pueden ser correctas en parte.

EL MAGNETISMO TERRESTRE

La Tierra actúa como un enorme imán que genera un campo magnético que por la estructura de las líneas de fuerza, se aproxima al campo del llamado dipolo, imán elemental con polos infinitamente cercanos, situados en el centro de la esfera terrestre.

Podemos imaginar un imán moviéndose libre en el espacio, quedaría paralelo a las líneas de fuerza del campo magnético. En el Polo Norte magnético, el extremo de la aguja magnética apunta verticalmente hacia abajo. En el Polo Sur magnético, la aguja apunta directamente hacia el cielo. Entre los dos polos magnéticos, la aguja adopta posiciones intermedias; a la mitad de las distancias entre los dos polos, permanece horizontal y señala el Ecuador magnético. En este lugar la intensidad del magnetismo es mínima, pero aumenta hacia los polos, donde el campo magnético es dos veces más fuerte que en el Ecuador.

Los polos norte y sur magnéticos no coinciden con los polos norte y sur geográficos; en virtud de lo anterior, la dirección de la aguja imantada diverge, en la

a profundidad puede fluir y mantenerse en equilibrio hidrostático en algún nivel del interior que se denomina normalmente como la profundidad de compensación o nivel isopiéstico. Al material existente por debajo de este nivel se le denominaría *astenósfera* y al material situado por encima *litosfera*, más rígida.

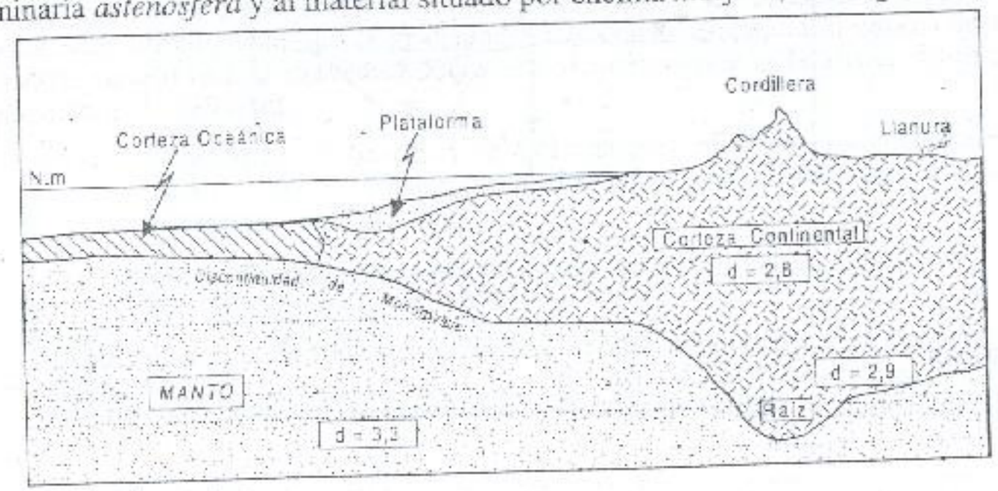


Fig. 3.7 Isostasia

Esta última concepción responde en general mucho mejor a las conclusiones a que se llega desde un punto de vista geológico. El término isostasia en griego significa «igual equilibrio» o «igual estado», lo propuso el geólogo norteamericano C. E. Dutton en 1889.

De acuerdo a ella, el mayor relieve de la Tierra se compensa por las diferencias de densidad que hay dentro de la corteza, y el nivel donde las compensaciones son completas, es decir, el nivel isopiéstico se designa con el nombre de *nivel de compensaciones*.

Se han desarrollado dos hipótesis isostáticas extremas, que tratan de explicar como se compensan en la profundidad, las características de la superficie de la Tierra:

a) **Hipótesis de Pratt-Hayford (1864)**. Dice que la compensación se consigue por variaciones laterales de densidad por encima del nivel de compensación situado a 113,7 km de profundidad, dependiendo de las densidades de la elevación.
b) **Hipótesis de Airy**. Sostiene que la corteza terrestre se encuentra en un estado de equilibrio de inmersión, como los icebergs sobre el agua, de manera que los materiales superficiales tienen aproximadamente la misma densidad y flotan sobre un substrato más denso. Por lo tanto, el concepto de Airy supone que las cadenas montañosas deberían tener profundas raíces en el basamento por debajo del nivel alcanzado por los bloques de regiones terrestres más deprimidas.

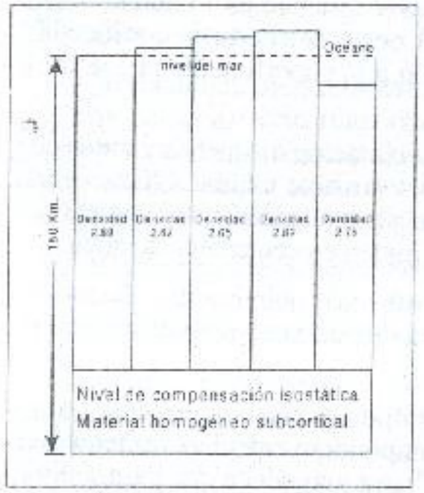


Fig. 3.8 Hipótesis de Pratt.

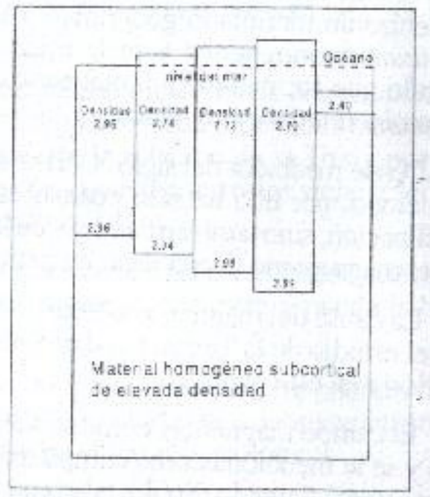


Fig. 3.9 Hipótesis de Airy.

La moderna confirmación de estas dos teorías se basa en las anomalías de Bouguer negativas de las cadenas montañosas, en los estudios sísmicos y en estudios geológicos generales sobre diversas rocas de diferentes partes de la superficie terrestre. Hoy día existe la certeza de que las cadenas montañosas tienen sin duda raíces que se extienden a una profundidad mayor que el material superficial bajo áreas de tierras de poca elevación. También parece que hay algún tipo de diferencia de densidad entre las rocas características de las cadenas montañosas y de las de otras regiones. De esta manera ambas teorías, la de Pratt y Airy pueden ser correctas en parte.

EL MAGNETISMO TERRESTRE

La Tierra actúa como un enorme imán que genera un campo magnético que por la estructura de las líneas de fuerza, se aproxima al campo del llamado dipolo, imán elemental con polos infinitamente cercanos, situados en el centro de la esfera terrestre.

Podemos imaginar un imán moviéndose libre en el espacio, quedaría paralelo a las líneas de fuerza del campo magnético. En el Polo Norte magnético, el extremo de la aguja magnética apunta verticalmente hacia abajo. En el Polo Sur magnético, la aguja apunta directamente hacia el cielo. Entre los dos polos magnéticos, la aguja adopta posiciones intermedias; a la mitad de las distancias entre los dos polos, permanece horizontal y señala el Ecuador magnético. En este lugar la intensidad del magnetismo es mínima, pero aumenta hacia los polos, donde el campo magnético es dos veces más fuerte que en el Ecuador.

Los polos norte y sur magnéticos no coinciden con los polos norte y sur geográficos; en virtud de lo anterior, la dirección de la aguja imantada diverge, en la

mayoría de los casos, de los verdaderos polos geográficos. El ángulo de divergencia entre un meridiano geográfico y un meridiano magnético es lo que se llama *declinación magnética* y se le mide al este o al oeste del norte geográfico. El ángulo que forma la aguja magnética con relación a la superficie de la Tierra se llama *inclinación magnética.*

Desde mediados del siglo XVII se sabe que la declinación magnética cambia con el tiempo, por ello ha sido posible demostrar no solamente cambios lentos en la declinación, sino también cambios en la inclinación y la intensidad; estas variaciones en el magnetismo tienen lugar en períodos que se miden en centenares de años.

La causa del magnetismo terrestre ha sido uno de los problemas más discutidos en el estudio de la Tierra, y todavía no se tiene una respuesta completamente satisfactoria en este aspecto.

El campo magnético, como se sabe, está constituido por un componente pequeño y se le menciona como campo externo, un componente cuantitativamente más importante llamado dipolo, tal como una simple barra magnética que pasará por el centro de la tierra y se inclinará hacia el eje de rotación y finalmente lo que constituye el campo no-dipolo.

La porción externa del campo se debe, en gran parte a la actividad del Sol, esta actividad afecta a la *ionosfera* y parece explicar las tormentas magnéticas y de las auroras boreales. Los cambios en el campo externo pueden ser rápidos y dramáticos pero tienen poco efecto en el campo interno de la Tierra.

Los estudios geofísicos han demostrado la existencia no sólo de grandes cantidades de minerales magnéticos que se encuentran en la corteza, sino que el componente principal del núcleo es el hierro. Basado en lo anterior la teoría de que el campo magnético se deriva de una gran masa permanentemente magnetizada, situada bajo la superficie, no es correcta, porque la intensidad media de la magnetización de la Tierra en su conjunto es mayor que la de las rocas de la corteza; en consecuencia, el origen del magnetismo tiene que buscarse a mayor profundidad, donde los minerales magnéticos a determinada temperatura pierden su propiedad magnética debido a la denominada «Temperatura de Curie» que varía según el tipo de material. De donde se llega a la conclusión de que el magnetismo terrestre no se debe a masas permanentemente magnetizadas.

Algunos geofísicos han sugerido que la rotación de la Tierra tiene que ver con el campo magnético terrestre, pero han tropezado con dificultades insuperables.

La Teoría del magnetismo terrestre que tiene más aceptación en la actualidad es la de que el núcleo de la Tierra actúa como dínamo que se autoexcita. En el modelo, se considera que la parte externa del núcleo es un fluido principalmente compuesto de hierro, por lo tanto, este núcleo no sólo es un excelente conductor de corrientes eléctricas sino que también se encuentra en un estado físico en el que los movimientos pueden producirse fácilmente. Se supone que se generan corrientes electromagnéticas que después son amplificadas por movimientos dentro del líquido conductor de las corrientes de convección, derivada éstas a su vez por las diferencias de temperaturas.

La teoría del dínamo requiere, además, que los movimientos de convección al azar y los campos electromagnéticos que los acompañan sean ordenados para producir un solo campo magnético unido. Se cree que la rotación de la Tierra puede imponer tal orden. La teoría del dínamo, en el magnetismo terrestre viene a ser la explicación más satisfactoria del magnetismo de la Tierra.

El magnetismo remanente natural en los minerales de las rocas puede concordar o no con la orientación actual del campo magnético terrestre y puede haber sido adquirido por las rocas de diversas maneras.

La identificación, medida e interpretación de los diferentes componentes del magnetismo remanente natural de una roca constituye la base del paleomagnetismo, que es el estudio del campo magnético terrestre en el pasado geológico.

Cuando el material en estado de fusión se enfría, los minerales comienzan a cristalizarse y aquellos que son susceptibles magnéticamente contraen el magnetismo permanente a medida que se enfrían y siguen la orientación del campo magnético en el momento de la cristalización. Basado en ello, se ha determinado que los polos están en constante movimiento a través del tiempo geológico (*migración de los polos magnéticos*). A su vez se ha determinado que las líneas de fuerza que hoy salen del Polo Sur magnético e ingresan por el Polo Norte magnético, en tiempos pasados salían del Polo Norte e ingresaban por el Polo Sur magnético, lo que constituye la llamada *inversión de la polaridad.*

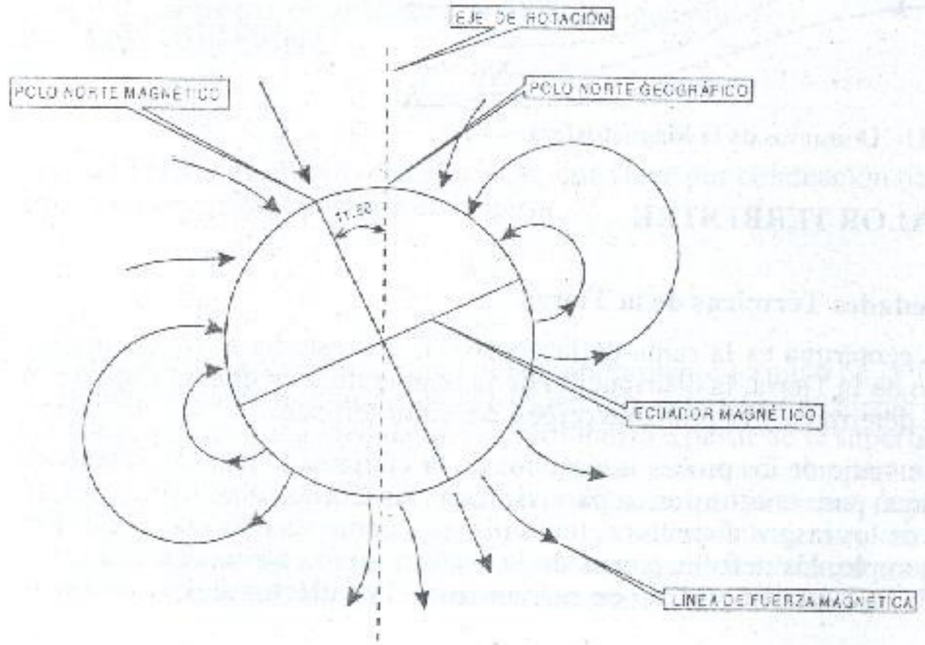


Fig. 3.10 El campo magnético de la Tierra.

Magnetosfera

El campo magnético que envuelve a la Tierra, realiza un gran servicio a la vida en el planeta, atrapando y seleccionando las diversas radiaciones que llegan del espacio, en forma de electrones y núcleos de átomos ionizados de alta energía, principalmente de hidrógeno.

Las partículas que llegan a la Tierra, principalmente del Sol, del que han sido expulsadas en las llamaradas solares, son desviados y dirigidos hacia dos grandes anillos que rodean a la Tierra por el Ecuador, conocidos como Cinturones de Van Allen que se encuentran a partir de 1.000 km sobre la superficie, se extienden hasta 60.000 km y dejan sólo dos pasillos o aberturas a la altura de los polos magnéticos.

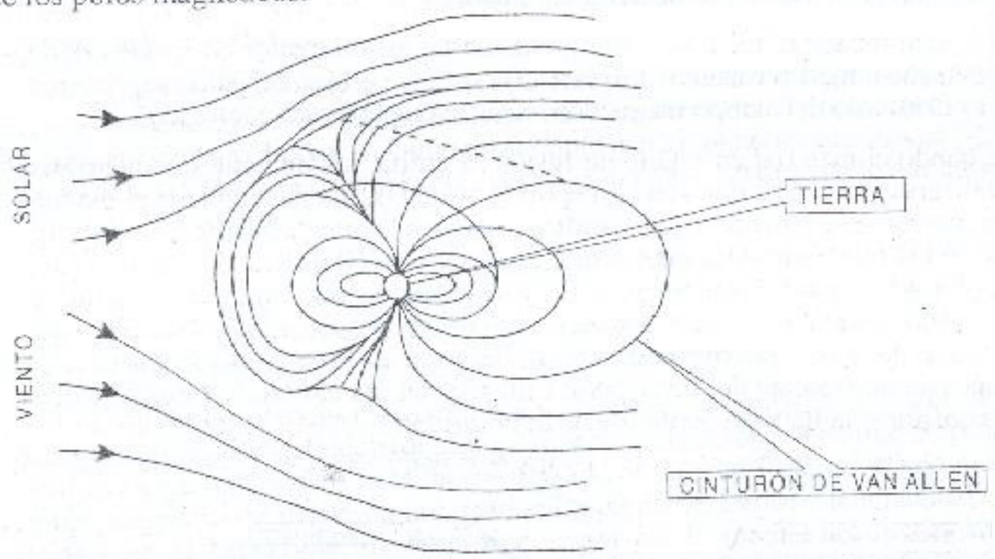


Fig. 3.11 Dominios de la Magnetosfera.

EL CALOR TERRESTRE

Propiedades Térmicas de la Tierra

La geotermia es la rama de la geofísica, que estudia el régimen térmico interno de la Tierra, la distribución de la temperatura en ella, el flujo de calor que la determina y el probable origen del calor terrestre.

El estudio de los procesos térmicos de la Tierra es lo más importante de la geofísica, pues el calor forma parte de todas las teorías sobre el origen y desarrollo de los rasgos distintivos, tanto internos como superficiales de la Tierra. Por ejemplo, las deformaciones de la corteza fueron atribuidas a la contracción de la Tierra en proceso de enfriamiento. Los efectos de las corrientes de

convección en el manto terrestre generan la deriva continental. Generalmente se atribuye el origen del campo geomagnético a la convección térmica en el núcleo exterior líquido. Si lo referimos a procesos en pequeña escala, veremos que procesos como la acción volcánica está relacionada de forma estrecha y exclusiva con el calor.

Uno de los principales objetivos al abordar el estudio del comportamiento térmico de la Tierra es intentar determinar como varía la temperatura con la profundidad, la que no puede ser medida en forma directa, por lo que el geofísico debe contentarse con observaciones hechas sobre o en las proximidades de la superficie terrestre.

En la práctica, el dato realmente importante es el gradiente de temperatura, que viene a ser, la variación de temperatura (T) a una corta distancia (Z), medida en dirección radial, de la superficie terrestre.

$$\text{Gradiente de } T = T/Z$$

En general se considera que la temperatura crece con la profundidad, gracias a observaciones realizadas en pozos de petróleo, sondeos de exploración y en minas.

Este gradiente de temperatura varía de un lugar a otro en la superficie de la Tierra, dependiendo de dos factores, el primero la conductividad térmica de las rocas, «K», que es la cantidad de calor que fluye en un segundo a través de un área de un metro cuadrado en una región en la que el gradiente de temperatura es de 1°C por metro, de acuerdo a la fórmula siguiente:

$$K = \frac{qZ}{T}$$

El segundo factor es el flujo de calor, «q», que fluye por conducción hacia el exterior a través de la superficie de la tierra.

$$q = \frac{KT}{Z}$$

Conocidos los parámetros que rigen el comportamiento térmico de la Tierra y entendiendo que la influencia de la temperatura externa proveniente del Sol en la corteza es menor a medida que se profundiza a partir de la superficie hasta llegar a cierto nivel denominado «nivel neutro» o «zona de temperaturas constantes», que se encuentra desde 2 m hasta 40 m de profundidad, dependiendo de factores como el clima, composición y características térmicas de las rocas, contenido de agua, etc. Por debajo de este nivel la temperatura aumenta con la profundidad, aunque no de manera uniforme.

Para el estudio del régimen térmico de las zonas del interior de la Tierra se han establecido dos magnitudes:

a) Grado geotérmico. Es la cantidad de metros que hay que profundizar para que la temperatura se incremente en un grado centígrado.
b) Gradiente geotérmico. Es la cantidad de grados centígrados que aumenta la temperatura al profundizar 100 metros.

El grado y el gradiente geotérmico son magnitudes que están en relación inversa, pues si aumenta el grado disminuye el gradiente y viceversa.

Para regiones extensas se ha estimado que por cada 33 m que se profundiza se incrementa un grado centígrado, por lo tanto, el gradiente geotérmico será de 3 °C por cada 100 m. Estos valores no se pueden extrapolar hasta el centro de la Tierra (6 371 km) pues se obtendrían valores fantásticos del orden de los 200 000 °C, temperatura en la cual la Tierra sería una bola incandescente.

En la actualidad, la mayoría de los geofísicos admiten que la temperatura interna de la Tierra, alcanza un máximo de 4 000-5 000 °C, por lo tanto, el gradiente geotérmico disminuye con la profundidad.

Los valores del grado y gradiente geotérmico de una región determinada pueden ser afectados por factores locales entre lo que cabe mencionar los siguientes:

a) Conductibilidad térmica de las rocas que forman el sector, siendo tanto mayor el gradiente geotérmico cuanto mayor sea la conductibilidad térmica de las rocas.
b) El tipo de reacciones y procesos que se produzcan en las rocas de la zona. Si en un sector concreto de la corteza terrestre predominan reacciones exotérmicas, es decir, con desprendimiento de calor, el gradiente geotérmico aumentará, mientras que si predominan las reacciones endotérmicas o de absorción de calor, el gradiente disminuye.
c) La proximidad de masas magmáticas (rocas en estado de fusión) provocará aumentos notables en el gradiente geotérmico, debido al flujo calorífico que originan aquellas. Esto se demuestra fácilmente en las regiones volcánicas de la Tierra, en las cuales las temperaturas a profundidad son siempre mucho más altas que las temperaturas promedios.
d) Las concentraciones de elementos radioactivos en las rocas, ya que en su desintegración natural se desprenden grandes cantidades de calor que determinan aumentos en el gradiente geotérmico.

Sobre el origen del calor interno de la Tierra se supone que podría deberse a flujos por conducción desde su interior, basado en un origen caliente seguido de un enfriamiento desde las zonas externas hacia el interior. Sin embargo, hoy

en día generalmente se piensa que es más probable un origen frío, habiendo sido subsecuentemente calentada como consecuencia de la radioactividad, principalmente del uranio, torio y el potasio, cuyas desintegraciones liberan grandes cantidades de calor.

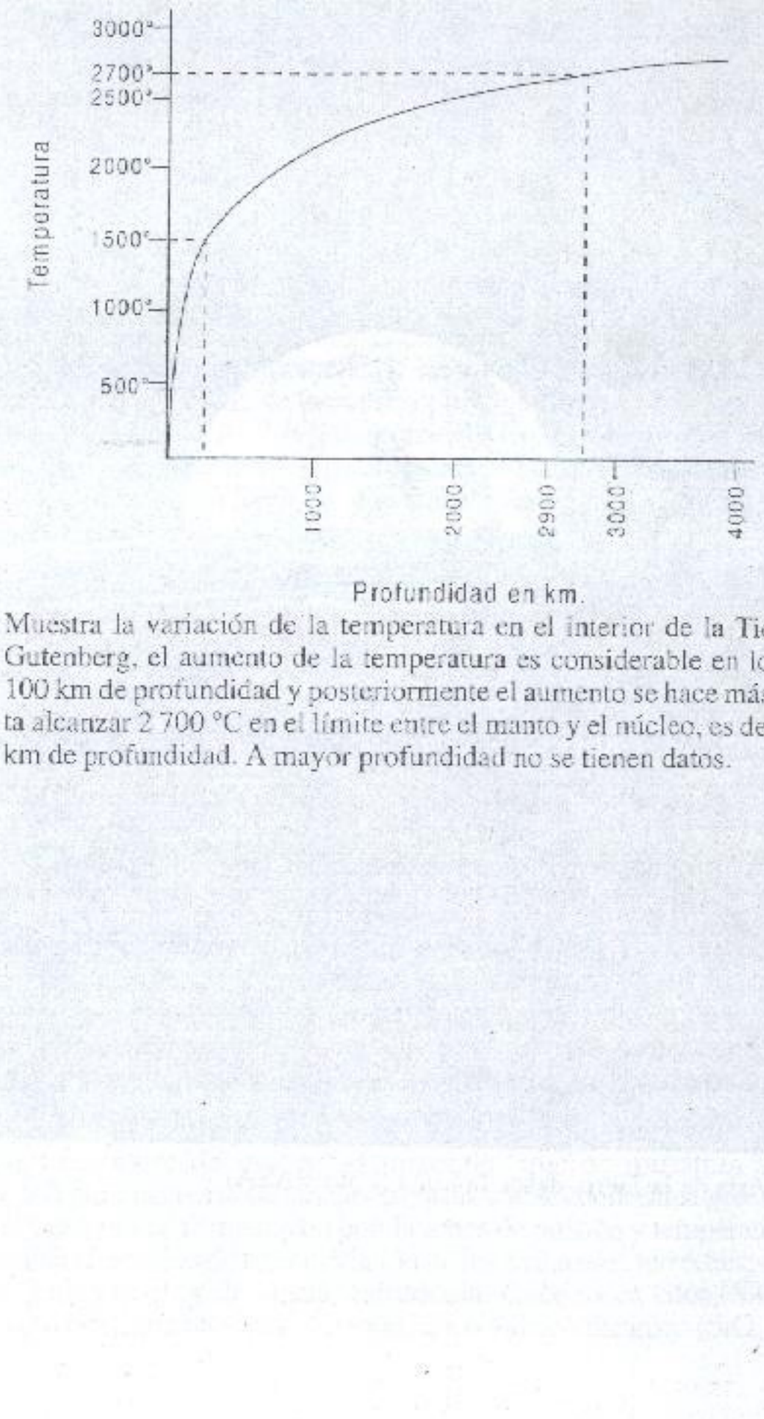


Fig. 3.12 Muestra la variación de la temperatura en el interior de la Tierra. Según Gutenberg, el aumento de la temperatura es considerable en los primeros 100 km de profundidad y posteriormente el aumento se hace más lento hasta alcanzar 2 700 °C en el límite entre el manto y el núcleo, es decir, a 2.900 km de profundidad. A mayor profundidad no se tienen datos.

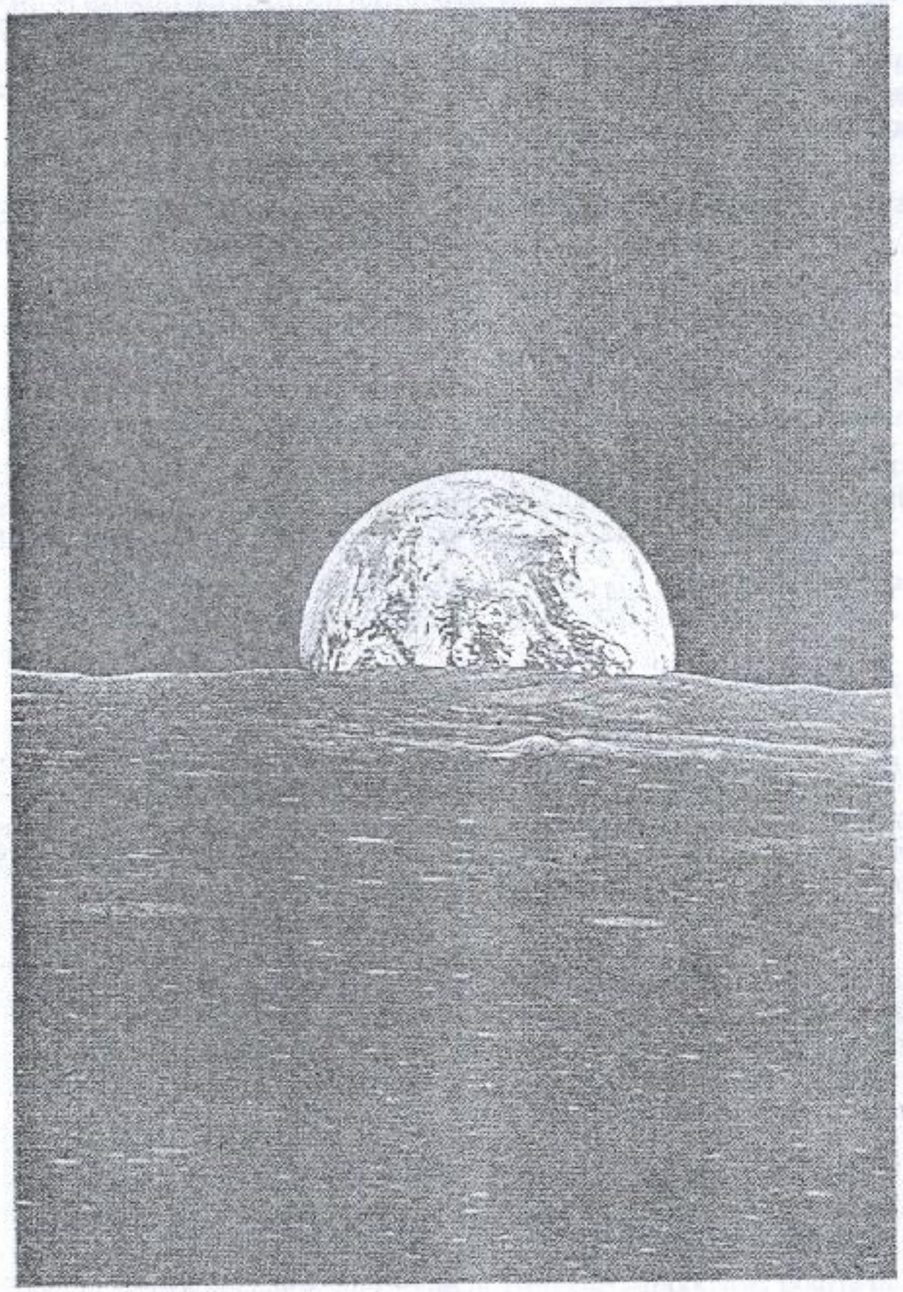


Fig. 3.13 Vista de la Tierra desde la Luna (Foto NASA)

Capítulo IV

MINERALES Y ROCAS

Los minerales son de gran importancia en el desarrollo de las sociedades, ya que la gran mayoría de las industrias dependen en gran medida de las materias primas derivadas de los minerales.

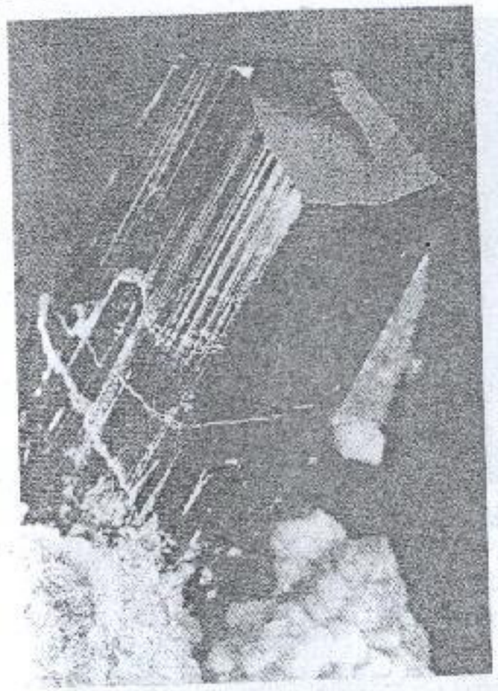
Actualmente, la tarea más importante de las investigaciones mineralógicas consiste en la ampliación de la base de la materia prima mineral, en la detección de ésta que comprende: 1) la búsqueda de concentraciones explotables de minerales que se consideran raros; 2) el estudio de las propiedades físicas y fisicoquímicas de los minerales; 3) la detección en los minerales conocidos de altas concentraciones de otros elementos que se consideran como impurezas; y 4) descubrimiento de nuevos minerales industriales.

La *mineralogía*, rama de la geología, es la ciencia que trata de la forma, propiedades, composición, yacimientos y génesis de los minerales. Además esta ciencia, abarca el estudio de las cualidades de la materia cristalina *(cristalografía)* y como rama especial nace la *geoquímica*, conjunto de conocimientos referentes al contenido material en todas las partes del globo terrestre.

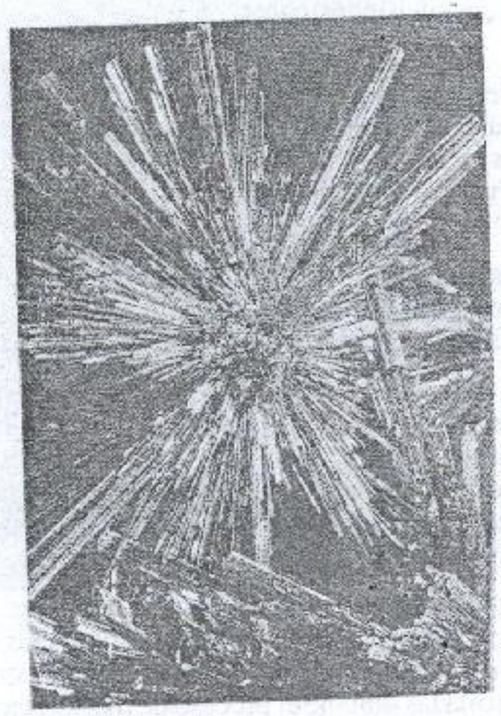
Se denomina *mineral*, a toda sustancia sólida, inorgánica, natural, que posee una estructura interna característica por la disposición ordenada de sus átomos, con una composición química definida, propiedades físicas uniformes que varían dentro de límites definidos y que constituyen la corteza sólida de la Tierra.

El concepto mineral se concreta en estas tres cualidades: 1) unidad material, es decir, ha de constar de manera homogénea en cualesquiera de sus partículas, de sustancia equivalente por sus propiedades físicas y químicas; 2) la de reconocer su origen natural, esto es, debe ser parte integrante de la corteza terrestre como resultado de procesos formativos naturales; y 3) ha de representar exclusivamente a la parte sólida de la Tierra.

Existe cierto número de sustancias minerales que no muestran signos de cristalinidad, son por lo general sustancias amorfas y se les denomina *geles de mineral o mineraloide*, pues se forman bajo condiciones de presión y temperaturas bajas formadas durante el proceso de meteorización de los materiales terrestres; ejemplos: limonita ($Fe_2O_3nH_2O$); el ópalo, ágata, calcedonia, ónice todos ellos (SiO_2), o por haberse enfriado bruscamente como la obsidiana o vidrio volcánico (SiO_2).



Turmalina



Antimonita

Fig. 4.1 Minerales

CRISTALOGRAFÍA

Se denominan *cristales*, a los sólidos poliédricos naturales que tienen una estructura molecular definida y están limitados por caras planas cristalinas de forma y tamaño determinado para cada sustancia química, y que son el resultado de un compuesto químico cuando se cristaliza en condiciones favorables.

La materia cristalina está compuesta de partículas sumamente pequeñas, que son los iones, átomos o moléculas. El átomo se define como la menor cantidad o unidad de un elemento que posee las propiedades de éste, que se combina con los otros elementos para formar compuestos. Estas partículas se pueden agrupar de dos maneras distintas: 1) arbitraria e irregularmente, dando lugar a la estructura amorfa, ejemplos los mineraloides; y 2) con arreglo a leyes fijas y determinadas dando lugar a la estructura cristalina, en la cual están las partículas dispuestas ordenadamente respecto a un modelo determinado como son los nudos de una red paralelepípeda. Esta estructura cristalina interna puede manifestarse exteriormente en forma poliédrica y estos se dice que son sustancias cristalizadas (ej. cuarzo), cuando no se aprecia esta forma poliédrica se denomina sustancias cristalinas (ej. sílice).

LA CRISTALIZACIÓN

Es el proceso por el cual los elementos de una sustancia, previamente separados se reúnen, sometidos únicamente a sus atracciones mutuas, dando origen a los cristales. Para que este proceso sea posible es necesario que estén presente además de soluciones mineralizantes, la presión y temperatura, tres condiciones fundamentales previas, que son reposo, espacio y tiempo. Los cristales son más perfectos cuanto mejor se cumplan estos requisitos.

Los métodos de cristalización más generalizados son:

1. **Por solidificación.** Una sustancia gaseosa está formada por unidades generalmente moléculas, separadas por distancias grandes, en estado de agitación; a medida que la temperatura desciende, las moléculas pierden energía, disminuyen su velocidad y van aproximándose, poniéndose en contacto, transformándose en un líquido. Si la temperatura baja aún más, sigue disminuyendo su movimiento, que llega casi a cesar, de tal manera que sus partículas se ordenan en un modelo regular tridimensional (sólido) y son ayudados a mantenerse en sus posiciones por fuerzas de enlaces.
2. **Por sublimación.** Cuando las sustancias pasan directamente del estado gaseoso al sólido, sin pasar necesariamente por el estado líquido. Ejemplo el azufre en los volcanes.
3. **Por sobresaturación.** Es otro modo de formarse cristales. Cuando hay suficientes moléculas de disolvente para mantener separadas las partículas de las sustancias disueltas, no hay cristalización, pero al disminuir el disolvente por evaporación, las partículas disueltas se ponen en contacto y se forman núcleos de cristales; ejemplo, los depósitos de sal gema cristalizada (NaCl).

4. **Por reacciones químicas.** Cuando dos sustancias disueltas, a través de reacciones químicas, dan lugar a una tercera; de este modo se formaron en la naturaleza los carbonatos, sulfatos, etc.

CRISTALOGRAFÍA GEOMÉTRICA

La cristalografía geométrica estudia la forma de los cristales, la cual está relacionada íntimamente con su estructura atómica interna; sin embargo, la forma externa tiene gran importancia y su estudio ha permitido la formulación de tres leyes fundamentales:

1. Ley de la constancia de los ángulos diedros, enunciada por Steno en 1669, y establece que, en una misma especie mineral, los ángulos diedros de dos caras contiguas son siempre iguales, a pesar de que dichas caras cambien en cuanto a su forma y tamaño.
2. Ley de la racionalidad de los índices, formulada por Haüy en 1782, afirma que la relación entre los parámetros de todas las caras existentes o posibles de un cristal, sobre un mismo eje, da siempre números racionales y pequeños.
3. Ley de la constancia de la simetría: en un cristal, el grado de simetría que presenta un conjunto cualquiera de sus caras, no cambia cuando se combina con otro, es decir, cuando aparecen caras nuevas.

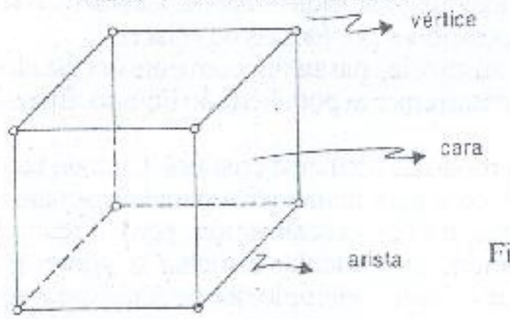
Todo cristal, como poliedro que es, se encuentra en él cierto número de elementos reales y elementos imaginarios:

1. Elementos Reales

Los cristales por ser poliedros presentan cierto número de caras, aristas y vértices, que son sus elementos reales. Las caras son los planos reticulares que limitan al cristal; las aristas o ángulos diedros son los formados por la intersección de dos caras y los vértices o ángulos poliédricos, reunión de tres o más caras o puntos terminales de las aristas.

El número de elementos reales de un cristal está ligado por la fórmula de Euler, que dice:

caras + vértices = aristas + 2



Ejemplo de un cubo o hexaedro:
Caras : seis cuadrados iguales.
Aristas : doce iguales (lado de los cuadrados).
Vértices : ocho vértices triedros rectangulares de aristas.

Fig. 4.2 Elementos reales de un cristal cúbico.

2. Elementos Imaginarios

Son los elementos que permiten referir a ellos la simetría de un cristal y aún siendo ideales tienen gran importancia para el reconocimiento de las diversas formas cristalográficas y son tres: centro, planos y ejes de simetría.

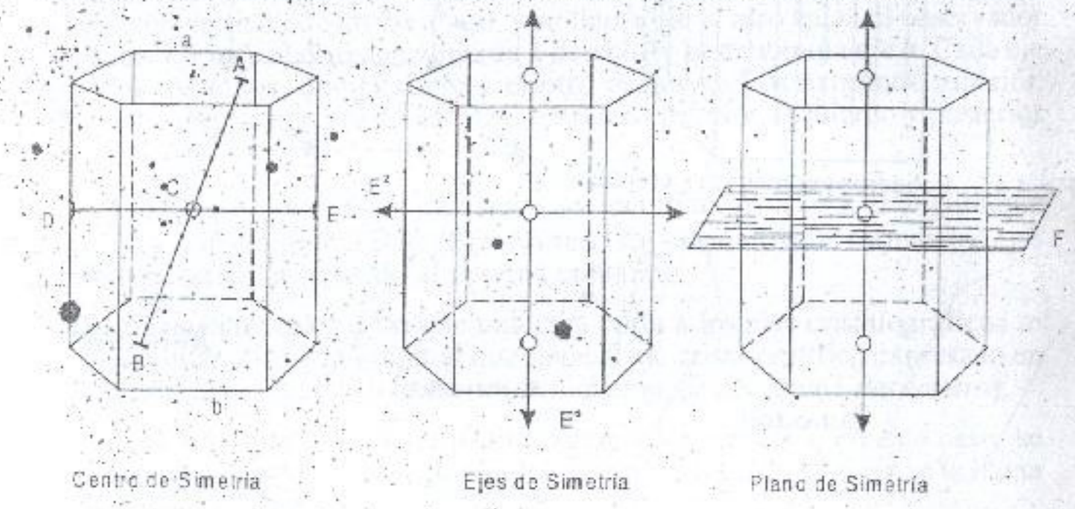


Fig. 4.3 Elementos de simetría de un cristal.

Centro de Simetría. Es un punto interior del cristal que divide en partes iguales a todo segmento que pase por él.

Plano de Simetría. Es el plano que divide el cristal en dos mitades simétricas.

Ejes de Simetría. Es cualquier recta que pasa por el centro de Simetría.

El cristal tiene una propiedad que al girar alrededor de un eje de simetría, sus elementos reales coinciden consigo mismo dos o más veces en cada vuelta completa de 360°; según el número de veces que se repita se denominan binarios (2), ternarios (3), cuaternarios (4) o senarios (6).

No es lo mismo poliedro geométrico que poliedro cristalino. En el geométrico lo esencial es la forma exterior geométrica, en el cristalino es la ordenación de las partículas, es decir, su estructura interna.

Los cristales de acuerdo a su grado de cristalización, manifestado en el desarrollo de sus caras cristalinas, pueden ser *euhedral*, cuando el sólido tiene todas sus caras bien desarrolladas; *subhedral*, cuando tiene caras imperfectamente desarrolladas; y *anhedral* cuando el sólido carece de caras cristalinas.

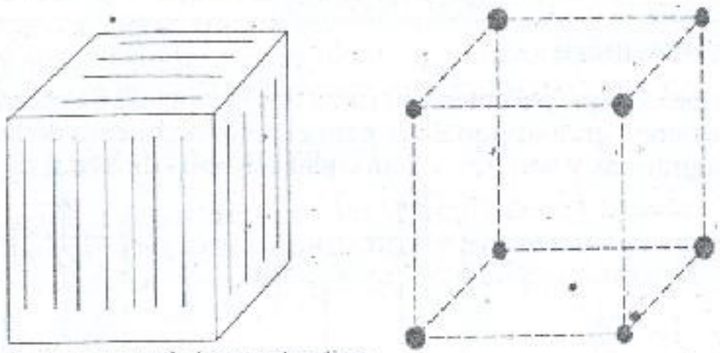


Fig. 4.4. Poliedros geométrico y cristalino

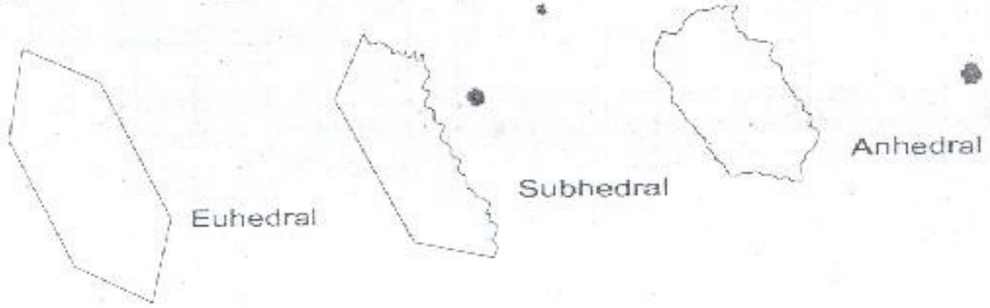


Fig 4.5 Los cristales de acuerdo a sus caras cristalinas.

RED ESPACIAL

De acuerdo a las teorías cristalográficas, las partículas de un cristal ocupan los nudos de una red paralelepípeda. Esta malla se llama red espacial, la cual puede considerarse formada por un paralelepípedo fundamental que se repite indefinidamente en las tres direcciones del espacio con una partícula en cada vértice. Esta red espacial o malla está determinada por la longitud de las aristas y por el valor de sus ángulos.

Dado que un mineral posee una estructura cristalina determinada, y puesto que los átomos que lo constituyen tienen tamaños específicos, se comprende que cada mineral tenga una red propia. Las redes posibles se pueden clasificar en 14 modos distintos, que fueron deducidos en 1850 por Bravais y que en su honor se denominó "redes de traslación de Bravais".

Esta *malla* puede ser: *simple*, cuando posee nudos solamente en sus vértices; *compuesta* cuando además, los posee en el centro de las caras o en el centro geométrico de la malla, diciéndose en este caso que se trata de una red centrada.

EJES CRISTALOGRÁFICOS

Los ejes cristalográficos son elementos imaginarios de referencia, paralelos a las aristas de la celda unidad, lo que equivale a decir que son paralelos a las aristas de las caras posibles de los cristales.

Cuando los tres ejes cristalográficos son desiguales, uno de ellos se orienta en posición vertical, de arriba abajo, y se llama **eje c**; otro hacia el observador y se llama eje *a;* y el otro de izquierda a derecha y se denomina **eje *b***. Cada eje tiene dos extremos, uno positivo y el otro negativo. Los extremos superior, derecho y anterior son positivos, y los extremos inferior, izquierdo y posterior son negativos.

El ángulo que forman los ejes *b* y *c* se denomina Alfa (∝), el ángulo que forman *a* y *c* se denomina Beta (ß) y Gamma (δ) el ángulo que forman los ejes *a* y *b;* que varían de acuerdo al sistema cristalino.

Las distancias reales a las que una cara corta a los ejes cristalográficos se llaman *coordenadas* y la longitud que tiene el eje cristalográfico expresado en milímetros, desde el centro hasta su terminación, se denomina *parámetros*.

Cuando una cara del cristal puede cortar a los tres ejes, en este caso, se llama *piramidal*; a dos ejes, se denomina *prismática* y a un sólo eje se le llama *pinacoidal*.

NOTACIÓN CRISTALOGRÁFICA

La posición de cualquier cara de un cristal puede expresarse utilizando como ejes de referencia a los ejes cristalográficos. La intersección de las caras con los ejes de referencias son simples, múltiples, racionales de ciertas longitudes; este es el aspecto de la Ley de la Racionalidad o ley de los índices racionales establecido por Haüy. Un método conciso de llevar esto a cabo es mediante la notación cristalográfica en la que se utilizan los denominados números índices o simplemente índices. El sistema de notación de caras usado universalmente es de los índices de Miller que tiene tres aspectos: 1) dado que los ejes se refieren siempre al mismo orden X, Y, Z, se omiten los nombres de los ejes; 2) los recíprocos de las intersecciones se usan en modo que 2 llegue a ser 1/2; y 3) todas las fracciones están redondeadas a números enteros, los cuales se obtienen a partir de los parámetros, tomando los valores recíprocos, por ejemplo:

PARÁMETROS	RECÍPROCOS	ÍNDICES DE MILLER
3a : 1b : 3c	1/3 1/1 1/3	1, 3, 1
1a : 2b :2c	1/1 1/2 1/2	2, 1, 1
2a : ¥b: 1c	1/2 1/¥ 1/1	1, 0, 2
3a : 1b : 3c	1a : 2b :2c	2a : ¥b : 1c
(1,3,1)	(2,1,1)	(1,0,2)

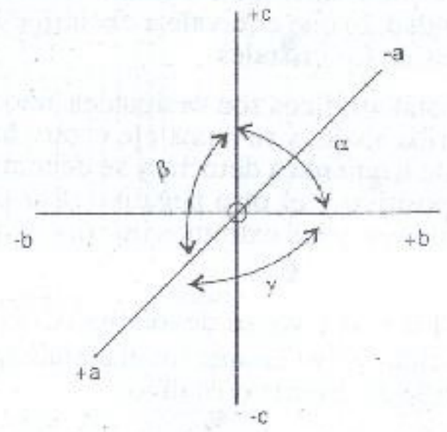


Fig. 4.6. Sistemas de ejes y ángulos cristalográficos

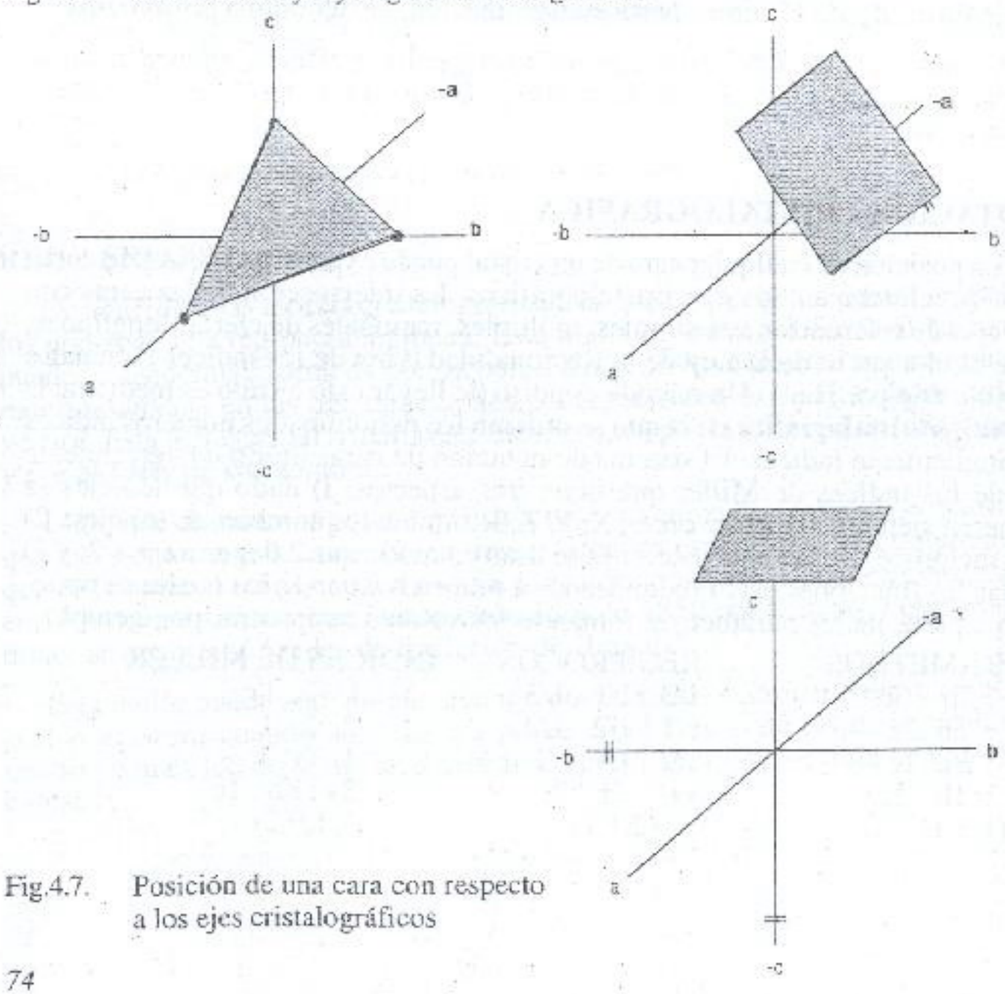


Fig.4.7. Posición de una cara con respecto a los ejes cristalográficos

En los índices de Miller, al ser los valores recíprocos de los parámetros hay que tener en cuenta que cuanto mayor sea el índice, menor será el parámetro. Una cara con índice 2,1,1 cortará al eje «a» a la mitad de la distancia fundamental y no al doble. En el caso de una cara cristalina paralela a un eje cristalográfico, la intersección de la cara con ese eje se considera en el infinito y las relaciones de intersección incluirán el símbolo infinito.

Cuando la porción de una cara no es definida, se emplea el símbolo de Miller (h, k, l) cuando sus tres parámetros son desiguales y si dos de ellas son iguales, entonces expresa (h, h, l).

SISTEMAS CRISTALINOS

Los cristales de acuerdo a sus ejes cristalográficos (a, b, c) y sus ángulos (∝, β, δ) conocidos como constantes cristalográficas; por otra parte, los cristales poseen cierta clase de simetría, que constituyen 32 clases de simetría tal como lo dedujo Hessel en 1832, y debido a algunas características comunes, estas clases de simetría se agrupan en 7 sistemas cristalinos:

1. Sistema Cúbico

Tiene sus tres ejes iguales, perpendiculares entre sí e intercambiables por tener igual longitud. Es el único sistema que tiene más de un eje de simetría del orden superior a dos; su malla o forma fundamental es un cubo con un nudo en cada vértice.

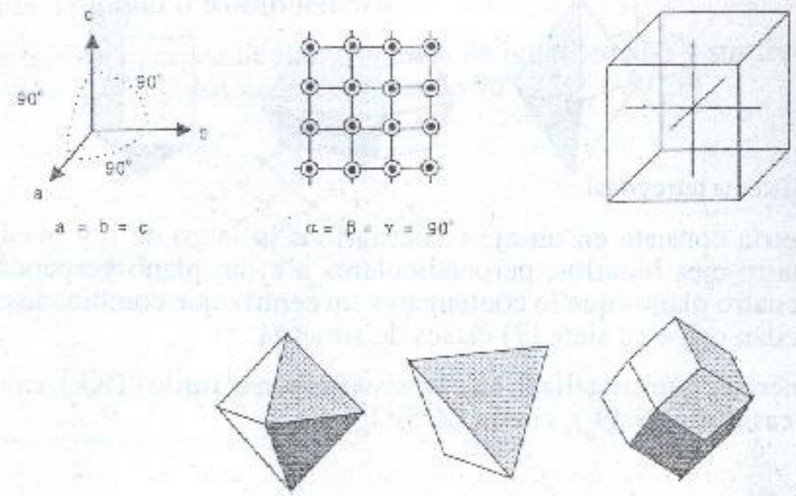


Fig.4.8 Sistema cúbico

La simetría consiste de cuatro ejes ternarios iguales inclinados, que determinan tres ejes binarios en las direcciones de *a*, *b*, y *c*. En las clases de mayor simetría estos ejes se hacen cuaternarios; además aparecen seis ejes binarios.

cuatro ternarios, nueve planos y centro de simetría, con cinco (5) clases de simetría distintas.

Los minerales que cristalizan en este sistema son la galena (PbS), pirita (FeS_2), blenda o esfalerita (ZnS), halita (NaCl), diamante (C), etc.

2. Sistema Tetragonal

Tiene tres ejes perpendiculares entre sí. Los dos ejes situados en el plano horizontal son iguales e intercambiables, el tercero vertical es más corto o más largo. La malla sencilla es el prisma recto de base cuadrada, con un nudo en cada vértice.

Fig. 4.9 Sistema tetragonal.

La simetría consiste en un eje cuaternario *a* lo largo de *c* y puede tener además cuatro ejes binarios, perpendiculares a c, un plano perpendicular a dicho eje, cuatro planos que lo contengan y un centro, que combinados o independientes dan origen a siete (7) clases de simetría.

Los minerales que cristalizan en este sistema son el rutilo (TiO_2), calcopirita ($CuFeS_2$), casiterita (SnO_2), zircón ($ZrSiO_4$), etc.

3. Sistema Hexagonal

Posee cuatro ejes de referencia (único sistema que tiene cuatro), tres iguales en longitud y en el plano horizontal, que se cortan bajo ángulos de 60°. El cuarto eje es vertical, perpendicular al plano que los contiene y más corto o más largo que los otros tres. La malla o paralelelípedo fundamental es el prisma hexagonal recto.

La simetría se caracteriza por la presencia de un eje senario que coincide con eje *c*, puede tener seis ejes binarios perpendiculares a dicho eje, seis planos que lo contienen y un plano perpendicular al mismo y centro que combinados o independientes da origen a siete (7) clases de simetría.

Cristalizan en este sistema, el cuarzo (SiO_2), berilo ($Be_3Al_2(Si_6O_{18})$), apatito ($Ca_5(F,Cl,OH)(PO_4)$), molibdenita (MoS), calcita ($CaCO_3$), etc.

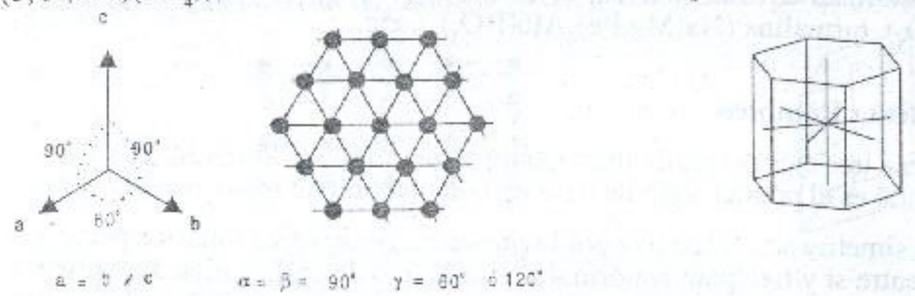


Fig. 4.10 Sistema hexagonal.

4. Sistema Trigonal o Romboédrica

Tiene tres ejes perpendiculares entre sí de igual tamaño y sus tres ángulos iguales, pero los ángulos no pueden ser de 90°, 120° o 57°30'.

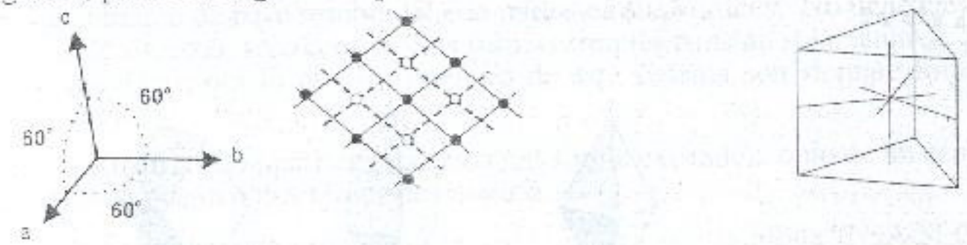


Fig. 4.11 Sistema trigonal.

La simetría está caracterizada por un eje ternario que es la diagonal mayor del romboedro. Simetrías adicionales son tres ejes binarios perpendiculares al eje ternario, tres planos que lo contienen y centro que combinados o independientes dan origen a cinco (5) clases de simetría.

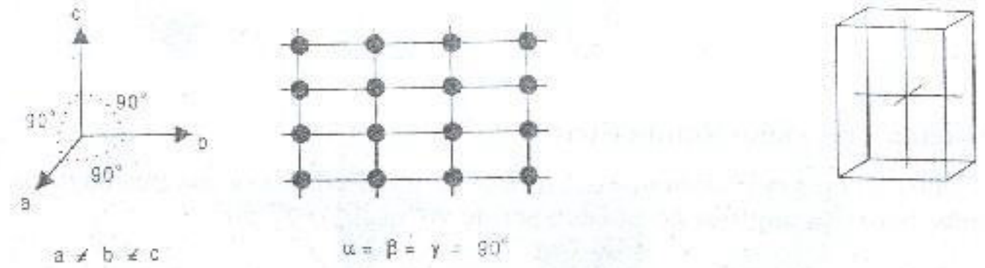
Cristalizan en este sistema, el corindón (Al_2O_3), cinabrio (HgS), siderita ($FeCO_3$), turmalina ($Na(Mg,Fe)_3Al6(BO_3)_3$), etc.

5. Sistema Rómbico

Tiene tres ejes perpendiculares entre sí, de diferente longitud. Su malla fundamental es el prisma recto de base rectangular con un nudo en cada vértice.

La simetría se caracteriza por la presencia de tres ejes binarios perpendiculares entre sí y tres planos normales a cada uno de dichos ejes. La simetría de este sistema se puede reducir a sólo tres ejes, o a un eje o dos planos que lo contienen, que dan origen a tres (3) clases de simetría.

Cristalizan en este sistema el topacio ($Al_2(SiO_4)(F,OH)_2$, olivino ($(Mg,Fe)_2SiO_4$)), aragonito ($CaCO_3$), calamina ($Zn_2SiO_3H_2$), etc.



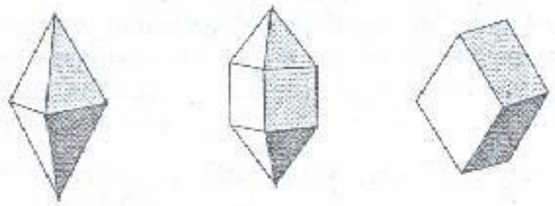


Fig. 4.12 Sistema Rómbico

6. Sistema Monoclínico

Tiene tres ejes desiguales, dos en el plano vertical, que se cortan en ángulos oblicuos, el tercer eje perpendicular al plano de los otros dos. La malla es un prisma oblicuo de base rectangular con nudos en sus vértices.

sarertnocnoside@hotmail.com

Las simetrías compatibles con estas redes son de plano y eje binario, perpendiculares entre sí (o un plano o eje binario independiente) dan origen a tres (3) clases de simetría.

Cristalizan en este sistema la ortosa ($KAlSi_3O_8$), caolinita ($Al_2(Si_4O_{10})(OH)_8$), clorita ($Mg_5(Si_4O_{10})(OH)_8$), epídota ($Ca_2FeAl_2(Si_2O_7)$, malaquita ($CuCO_3$), muscovita $Al_2(AlSi_3O_{10})(OH)$, yeso ($CaSO_4 2H_2O$), etc.

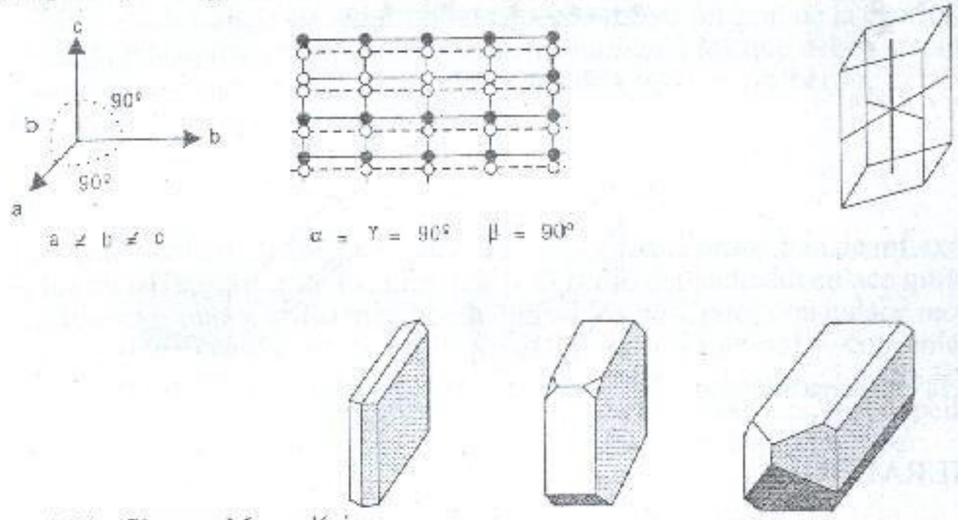


Fig. 4.13 Sistema Monoclínico.

7. Sistema Triclínico

Tiene sus tres ejes desiguales que se cortan oblicuamente. La malla es un prisma oblicuo de base romboidal con nudos en sus vértices. No tiene ejes ni planos de simetría, sólo centro. Sus formas simples constan solamente de dos caras paralelas, por lo que los cristales de este sistema son siempre formas compuestas.

Las simetrías compatibles con esta red son la existencia o no de un centro de simetría que dan dos clases de simetría.

Los minerales que cristalizan en este sistema son la albita ($NaAlSi_3O_8$), anortita ($CaAl_2Si_2O_8$), cianita (Al_2SiO_5), turquesa ($CuAl_6(PO_4)_4(OH)_8 5H_2O$), rodonita ($MnSiO_3$), etc.

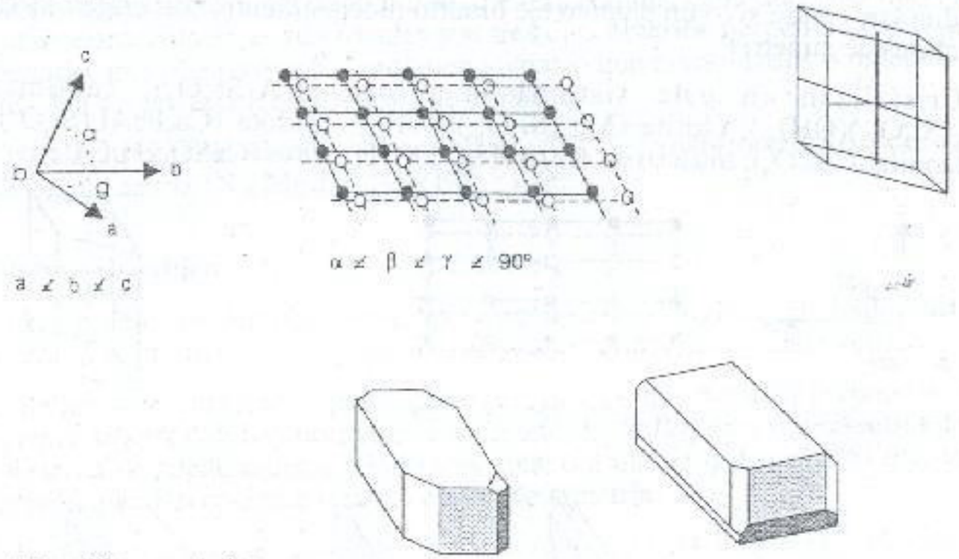


Fig. 4.14 Sistema triclínico

MINERALOGÍA

PROPIEDADES FÍSICAS DE LOS MINERALES

Las propiedades físicas de los minerales se revelan y pueden medirse sólo como resultado de la aplicación de fuerzas externas y las influencias mecánicas, de radiación, luminosas, térmicas, electromagnéticas La influencia mecánica sobre los minerales va acompañada de su deformación o desintegración. La resistencia a la destrucción de los minerales se expresa por la dureza.

Muchas propiedades físicas están relacionadas con la estructura y la composición química de los minerales y varían junto con ellas.

Para el estudio de las propiedades físicas de los minerales hay que tener presentes las características siguientes:

a) **Isótropos.** Son los minerales en los que las propiedades físicas (dureza, fragilidad, etc.) tienen el mismo valor en todas las direcciones, ejemplo, las sustancias amorfas y los minerales del sistema cúbico.
b) ***Anisótropos.*** Son aquellos minerales cuyas propiedades varían con la dirección. Las propiedades físicas que varían de intensidad con la dirección se llaman *vectoriales* (dureza, exfoliación, etc.) y que dependen de la estructura interna del mineral. Las propiedades físicas que no varían con la dirección se denominan *escalares* (densidad, etc.).

Las propiedades físicas de los minerales que dependen de la influencia de la luz son las siguientes:

sarertnocnoside@hotmail.com

Color

Es el indicio exterior más vivo y expresivo de los minerales, los que se distinguen por su extraordinaria variedad de colores y matices, lo cual es debido a las modificaciones que sufre la luz al incidir sobre ellos. Esta propiedad se debe a la composición química y a las impurezas presentes en el mineral, haciendo la salvedad que en un mismo mineral se pueden presentar una o más tonalidades. Hay especies de color invariable, por no depender éste de la composición; a estos minerales se les llama *idiocromáticos* (el azul de la azurita, el verde de la malaquita), y se denomina *alocromáticos* a los que deben su color a sustancias extrañas o impurezas (la esmeralda, que es un berilo, debe su color verde a la presencia de cromo).

Brillo

Llamado también lustre, que está relacionado con la propiedad de reflexión de la luz en la superficie de los minerales. El brillo depende del enlace químico; así tenemos que el brillo metálico lo tienen los minerales con enlace metálico y covalente-metálico; el brillo diamantino, los minerales con enlace covalente; mientras que el brillo vítreo los minerales con enlace iónico. Esta propiedad es un indicio diagnóstico importante de los minerales, que depende de la estructura de las caras superficiales y la transparencia, y puede ser:

1. Brillo metálico : pirita
2. Brillo no-metálico
   - Vítreo : cuarzo, scheelita, azurita
   - Diamantino : diamante, blenda
   - Resinoso : esfalerita
   - Graso : azufre
   - Perlítico : talco
   - Sedoso : yeso, asbesto
   - Nacarado : muscovita, oropimente

Raya

Es el color del polvo que deja un mineral cuando se frota contra una superficie rugosa de otro cuerpo de mayor dureza, principalmente porcelana, cuyo color a veces difiere del color del mineral. La raya es la característica más estable de la coloración y por eso se utiliza ampliamente en el diagnóstico. Son típicas la raya guinda roja para la hematita, y la amarilla dorada brillante para el oro.

Diafanidad

Conocida también como transparencia, y es la capacidad que tienen los minerales para dejar pasar la luz a través de ellos y pueden ser:

a) **Transparentes.** Cuando dejan pasar la luz de tal modo que pueden distinguirse a través de ellos el contorno de un objeto que se encuentra por detrás de dicho mineral (cuarzo hialino).
b) **Translúcidos.** Cuando dejan pasar algo de luz, pero los objetos no pueden ser vistos a través de ellos (calcedonia).
c) **Opacos.** Cuando no dejan pasar la luz aún estando en láminas muy delgadas (grafito).

Las propiedades mecánicas de los minerales, que se manifiestan al aplicar a estos la influencia mecánica de fuerzas exteriores durante la compresión, la tracción o el impacto y que se expresan en la variación de su forma e integridad son las siguientes:

Exfoliación

Propiedad que presentan algunos minerales cristalizados de dejarse separar fácilmente en láminas, y que depende principalmente de la estructura del mineral.

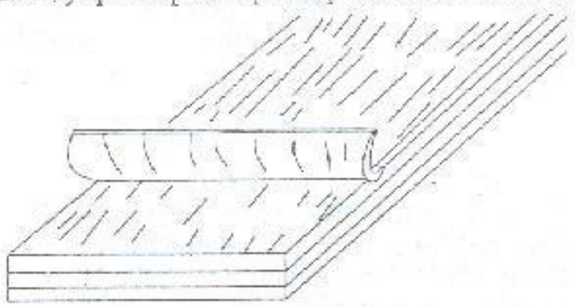


Fig. 4.15 Exfoliación de una mica.

Clivaje o Crucero

Es la capacidad de los minerales de romperse siguiendo direcciones preferentes, a lo largo de superficies planas y ángulos definidos. Como el clivaje está relacionado con la estructura cristalina, sirve de indicio diagnóstico importante de los minerales.

Para la evaluación del clivaje existe la escala siguiente:

Clivaje muy perfecto. El cristal se divide en láminas finas con superficie especular: yeso, mica.

Clivaje perfecto. El cristal se rompe en cualquier lugar por direcciones determinadas, formando superficies planas: calcita, galena, halita.

Clivaje mediano. Durante la fragmentación se forman tanto las superficies de clivaje regulares como irregulares: feldespato, hornblenda.

sarertnocnoside@hotmail.com

Clivaje imperfecto. Las superficies de clivaje regulares son raras, presenta superficies irregulares: berilo, apatito.

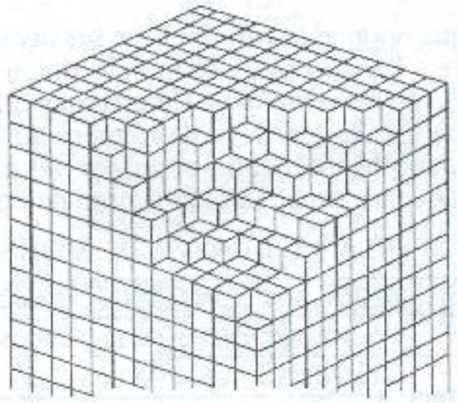


Fig. 4.16 Clivaje cúbico

Fractura

Los minerales que no tienen clivaje o lo tiene imperfecto, se parten por superficies irregulares de fractura, al aplicarse golpes al mineral, en los que la cohesión es la misma en todas las direcciones y pueden ser de varias clases:

Irregular : sin forma: azufre nativo, apatito, casiterita.
Escalonado : feldespatos.
Espinosa : actinolita, tremolita.
Ganchuda : cobre, oro, platino.
Concoidea : cuarzo, ópalo.

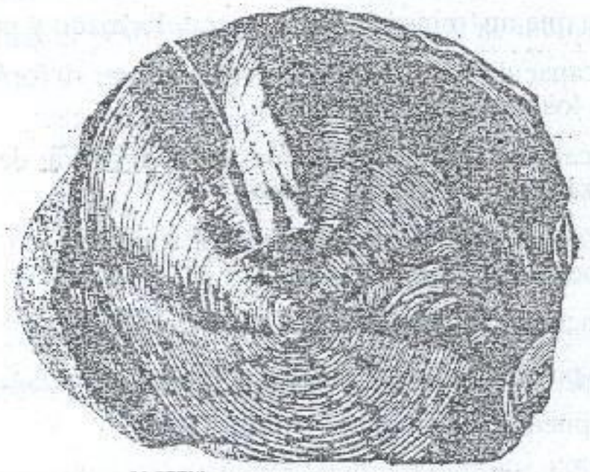


Fig. 4.17 Fractura concoidal de la obsidiana

Dureza

Es la resistencia que oponen los minerales a ser rayado, por la acción de un cuerpo más resistente. La dureza es el indicio diagnóstico más importante para el reconocimiento de los minerales. De una manera práctica para medir la dureza, se emplea una escala que lleva de nombre de Mohs (obtenida por el mineralogista australiano Mohs), compuesta por 10 minerales que tienen la raya de color blanco, que se toman como término de comparación.

TABLA 4.1: DUREZA DE MOHS

D	Mineral	Composición	Características
1	Talco	$Mg_3Si_4O_{-6}(OH)_2$	Muy blandos, se rayan con la uña (2,5)
2	Yeso	$CaSO_4 2H_2O$	
3	Calcita	$CaCO_3$	Blandos, se rayan fácil con la navaja (5,0)
4	Fluorita	CaF_2	
5	Apatito	$Ca_5(PO_4)_3F$	Duros, se rayan con la lima (6,5)
6	Ortosa	KSi_3AlO_8	
7	Cuarzo	SiO_2	Muy duros, rayan al vidrio y al acero. Dan chispas con el eslabón.
8	Topacio	$Al_2(SiO_4)(FOH)_2$	
9	Corindón	Al_2O_3	
10	Diamante	C	

Tenacidad

Es la resistencia que un mineral opone a ser deformado y puede ser:

Elástico. Es la capacidad de los minerales de recobrar su forma primitiva al cesar la fuerza que los deforma (muscovita).

Flexible. Es la capacidad de los minerales de no recobrar de nuevo su forma al cesar la fuerza que los deforma (yeso).

Frágil. Es la capacidad de los minerales a romperse en fragmentos o pulverizarse fácilmente (diamante).

Maleable. Capacidad de reducirse a láminas delgadas (oro).

Dúctil. Cuando pueden reducirse a hilos delgados (Au, Ag, Cu).

Sectil. Cuando puede ser reducido a virutas (Ag).

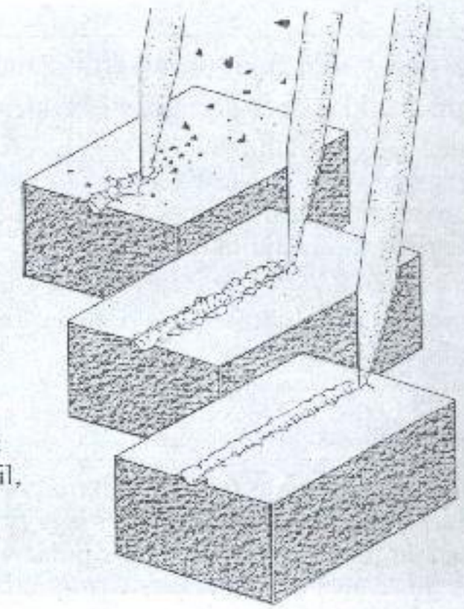


Fig 4.18 Variedad de tenacidad de los minerales; frágil, blando y sectil.

Peso Específico

Es la densidad de los minerales medida en unidades de masa por unidad de volumen (g/cm^3).

Los minerales más difundidos tienen una densidad de 2.5 a 3.5 g/cm^3. La mayoría de las especies minerales tienen una densidad menor de 5 g/cm^3. Los minerales pueden dividirse en tres grupos: ligeros (de hasta 3.0 g/cm^3), medios (de 3.0 a 4.0 g/cm^3) y pesados (más de 4.0 g/cm^3).

Para determinar el peso específico del mineral se incluyen pesajes en el aire y en el agua.

$$PE = \frac{P1}{P1 - P2}$$

P1 = Peso en el aire
P2 = Peso en el agua

Propiedades Organolécticas

Son propiedades que poseen algunos minerales y que son apreciados por los sentidos.

Tacto. Es una apreciación superficial de los cuerpos, con los cuales, algunos minerales tienen un tacto característico que nos ayuda a identificarlos.

Untuoso : talco
Seco : creta

Suaves : minerales de superficie muy lisa

Sabor. Solamente lo poseen algunos minerales

Salado : halita, NaCl
Amargo : silvita, KCl
Astringente : alumbre, $KAl(SO_4)_2.12H_2O$
Alcalino : calcita, $CaCO_3$

Olor. Hay muy pocos minerales que tienen olor propio, tal el caso del azufre que al arder huele a sulfuroso.

Propiedades Magnéticas

Las propiedades magnéticas de los minerales surgen y se manifiestan en el campo magnético, son pocos los minerales que poseen gran imantación, suficiente para atraer la aguja magnética, los polvos magnéticos o el aserrín de hierro. Algunos minerales adquieren esta propiedad por tratamientos previos, pero otros tienen desde su formación.

- **Minerales Magnéticos.** Conocidos son la magnetita ($FeOFe_2O_3$) y la magnoferrita ($FeOFe_2O_3Mg$), que son imanes naturales, capaces de atraer partículas de hierro.
- **Minerales Paramagnéticos.** Son aquellos que son atraídos por los imanes naturales, tales como ilmenita, hematita, cromita, tungstenita, siderita, así como silicatos que contienen hierro.
- **Minerales Diamagnéticos.** Son aquellos que son ligeramente repelidos, y esto se manifiesta con mayor fuerza por el bismuto nativo, grafito, y en menor grado por la plata y oro nativos; la fluorita, calcita y cuarzo.

Radiactividad y Propiedades Radiactivas

Llámese radiactividad la transformación de los isótopos inestables de un elemento químico en isótopos de otros, acompañados de la emisión de partículas elementales (α, β, δ).

La fuente radiactiva natural la poseen los minerales que contienen isótopos radiactivamente inestables de uranio, torio, radio, radón, potasio, estroncio, etcétera, por ejemplo, la uraninita UO_2, la thorita $Th(SiO)_4$. Las radiactividades moderadas a débil, están provocadas por la presencia de U, Th, así como los otros isótopos radiactivos contenidos, por ejemplo en el pirocloro, monacita, etc. La radiactividad débil de la silvita, microclina, muscovita y de otros minerales de potasio está determinada por la impureza constante del isótopo radioactivo de potasio (K^{40}).

Fig. 4.19 Cuarzo amatista (Foto A. Aranda)

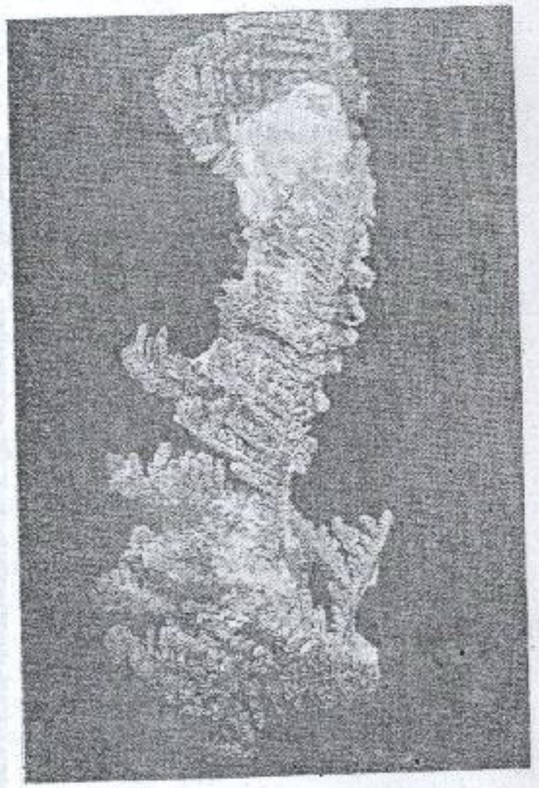


Fig. 4.20 Cobre Nativo en agregado Ramificado

Fig. 4.21 Oro nativo en cuarzo

Fig. 4.22 Pirita cristalizada

VARIABILIDAD DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA

En el desarrollo de las ideas sobre la naturaleza de la variabilidad de la composición química de los minerales se llegaron a los siguientes conceptos:

Isomorfismo. Se dice que dos minerales presentan isomorfismo cuando cristalizan en el mismo sistema y además pueden producir cristales mixtos, por ejemplo:

La calcita ($CaCO_3$) y la magnesita ($MgCO_3$) que cristalizan en el sistema hexagonal, y dan cristales mixtos de dolomita, $CaMg(CO_3)_2$.

La hübnerita $MnWO_4$ y ferberita $FeWO_4$ dan lugar a la wolframita $MnFeWO_4$.

También hay isomorfismo, cuando dos iones se sustituyen si sus radios no difieren del 15% y siempre que las valencias no sean muy diferentes, tal es el caso, del hierro y el magnesio y entre el silicio y el aluminio.

Polimorfismo. El fenómeno de cristalización de la materia de una misma composición en forma de cristales con diferentes sistemas cristalinos se conoce como polimorfismo.

Lo presentan los minerales de composición química idénticas, pero con estructuras cristalinas diferentes, así tenemos la calcita ($CaCO_3$) que cristaliza en el sistema hexagonal y el aragonito ($CaCO_3$) en el sistema rómbico.

Pseudomorfismo. Cuando minerales amorfos o cristalinos adoptan formas cristalinas correspondientes a otras especies minerales. Es bastante frecuente y suele ser debido a dos causas principalmente, 1) por relleno de la cavidad dejada por un mineral que se ha disuelto y 2) debido a la alteración de la composición química del mineral primitivo, pero conservando integralmente la forma que había tomado dicho mineral. Si por ejemplo, la pirita FeS_2 que cristaliza en el sistema cúbico, se oxida o hidroliza, se ve transformada en limonita, hidróxido de hierro amorfo ($Fe_2O_3nH_2O$), pero conserva la forma del cristal de pirita.

HÁBITOS Y AGREGADOS CRISTALINOS

El hábito o forma como se presentan los minerales, así como la forma en que los cristales crecen juntos en los agregados, son una característica en el reconocimiento de minerales. Los términos empleados para describir el hábito de los cristales individuales y de los agregados cristalinos son los siguientes:

1.- Cuando un mineral consta de cristales aislados
   a) *Acicular.*- Cristales en forma de aguja.
   b) *Capilar o filiforme.*- Cristales en forma de cabellos o hebras
   c) *Hojoso.*- Cristales alargados y aplastados en forma de hojas.
2.- Cuando un mineral consta de grupos de cristales distintos

a) *Dendrítico.*- En forma arborescente en ramas divergentes y delgadas, algo parecido a las plantas.
b) *Reticulado.*- Cristales delgados agrupados en forma de una red.
c) *Radial.*- Grupo de cristales naciendo de un punto común.
d) *Drusa.*- Superficie cubierta o tapizada de cristales.

3.- Cuando un mineral consta de un grupo de cristales radiales o paralelos de cristales distintos.
a) *Columnar.*- Individuos como columnas gruesas.
b) *Hojoso.*- Agregado de muchas hojas superpuestas.
c) *Fibroso.*- En agregados fibrosos delgados, paralelos o radiales.
d) *Estrellado.*- Individuos radiales que forman grupos concéntricos o en forma de estrella.
e) *Globular.*- Cristales radiales que forman grupos esféricos o semiesféricos.
f) *Botroidal.*- Cuando las formas globulares se agrupan como racimo de uvas.
g) *Reniforme.*- Cristales radiales terminados en masas redondeadas que parecen un riñón.

4.- Cuando un mineral se presenta en forma de láminas o escamas.
a) *Laminar.*- Cuando un mineral consta de cristales laminares superpuestos unos de otros.
b) *Plumoso.*- Formado por escamas finas con una estructura plumosa o divergente.

5.- Otros agregados
a) *Estalactítico.*- Cuando un mineral se presenta en forma de conos o cilindros colgantes.
b) Concéntrico.- Una o más capas superpuestas alrededor de un centro común.
c) *Pisolítico.*- Un mineral formado por masas redondeadas del tamaño aproximado de un guisante.
d) *Oolítico.*- Agregado mineral formado por pequeñas esferas semejantes a los huevos de pescado.
e) *Bandeado.*- Cuando un mineral aparece en bandas estrechas de diferentes texturas o colores.
f) *Masivo.*- Agregado mineral formado por mineral compacto con una forma irregular, sin apariencia peculiar.

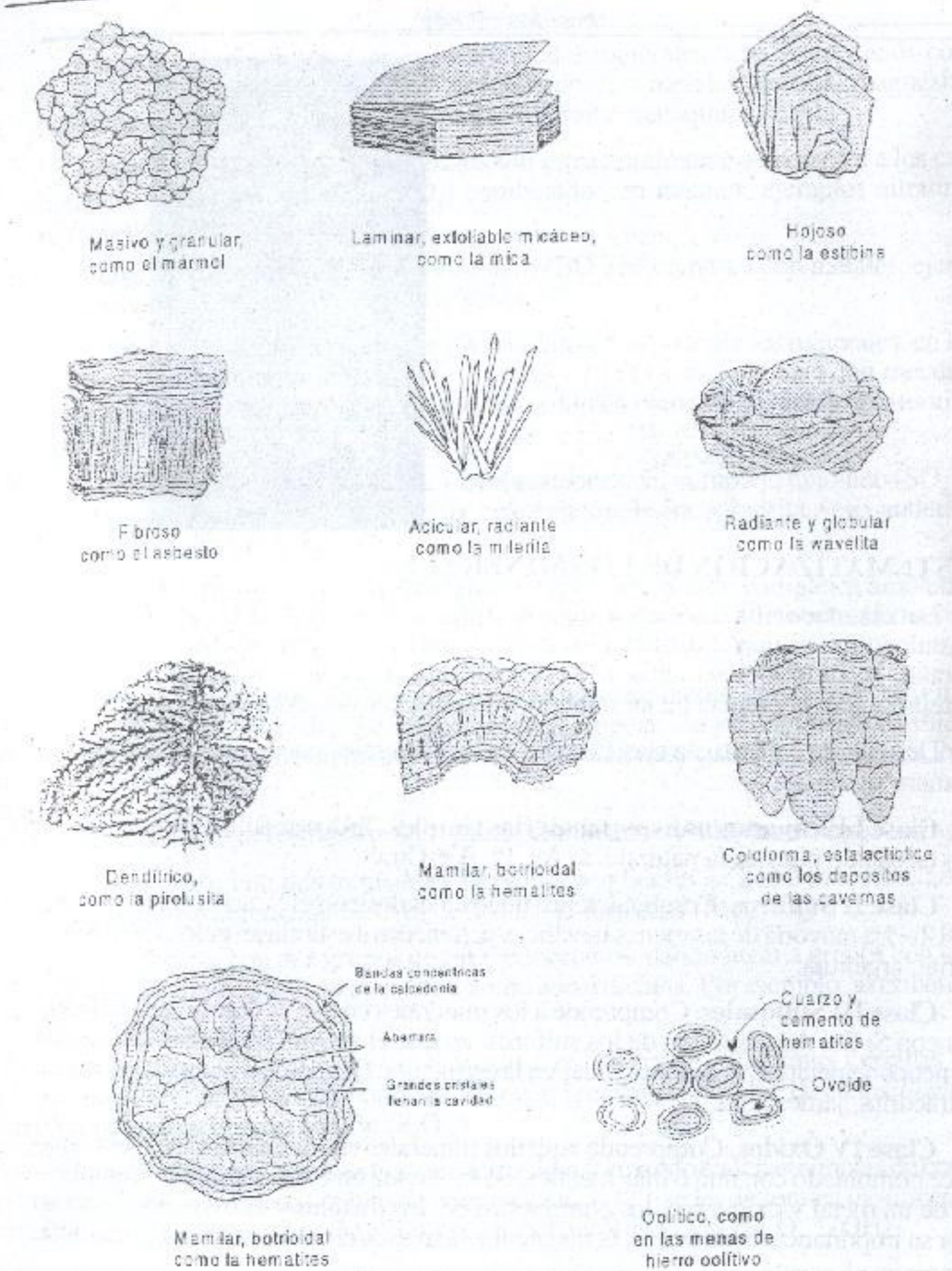


Fig. 4.23 Hábitos y agregados cristalinos (según Hurlbut, jr.)

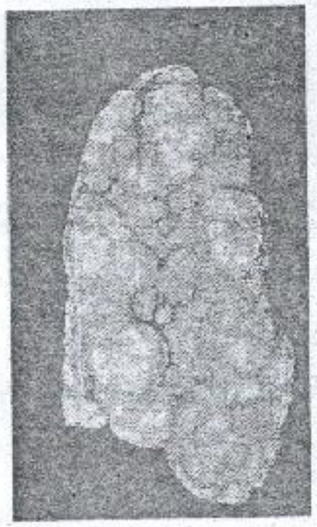


Fig. 4.24 Calcita en hábito botroidal (Museo de Geología UNMSM)

SISTEMATIZACIÓN DE LOS MINERALES

La clasificación moderna de los minerales se basa en los principios cristaloquímicos que consideran los indicios más importantes de las especies minerales: la composición química, la estructura cristalina pues ambas conjuntamente representan la esencia de un mineral y determinan sus propiedades físicas.

De acuerdo con esto, la clasificación de los minerales puede representarse de la manera siguiente:

Clase I Elementos nativos o materias simples. Todos aquellos que se presentan en estado puro en la naturaleza: Au, Pt, Ag, Cu, S.

Clase II Sulfuros. Combinaciones de los metales con el S, así como con el Se, y el Te. La mayoría de las menas metálicas pertenecen a esta clase: galena, esfalerita, pirita, argentita.

Clase III Sulfosales. Comprende a los minerales en que se combinan los metales con S, Sb, As y difieren de los sulfuros, en que el As y el Sb juegan papel más o menos semejantes al de los metales en la estructura. Ejemplo la enargita, proustita, tetraedrita, jamesonita.

Clase IV Óxidos. Comprende aquellos minerales en los cuales el oxígeno aparece combinado con uno o más metales. Se les divide en óxidos simples, compuesto de un metal y oxígeno, y los compuestos de dos metales y el oxígeno, destacan por su importancia económica, la magnetita, hematita, cromita, casiterita, uraninita.

Clase V Haluros. Se caracterizan por el predominio de los iones halógenos electronegativos F, Cl, Br, I, que se combinan con metales. Ejemplo: halita, silvita, fluorita, atacamita.

Clase VI Carbonatos. Comprende aquellos minerales cuya composición contiene el complejo aniónico (CO_3) combinado con metales: calcita, magnesita, rodocrosita, siderita, aragonito, cerusita, dolomita, malaquita, azurita.

Clase VII Nitratos. Los minerales son estructuralmente semejantes a los carbonatos, con grupo aniónico (NO_3) combinado con metales, ejemplos nitratina, nitro (salitre).

Clase VIII Boratos. El grupo aniónico (BO_3) se combina con metales, ejemplos, la kernita, borax, ulexita, colemanita.

Clase IX Fosfatos, Arseniatos y Vanadatos. Comprende los minerales, en los cuales los complejos aniónicos (PO_4), (AsO_4) y (VO_4) se combinan con metales: ejemplos: monacita, litiofilita, apatito, piromorfita, vanadinita, eritrita, carnotita, autunita, lazulita.

Clase X Sulfatos y Cromatos. Combinaciones del complejo aniónico (SO_4) y (CrO_4) con metales, ejemplos, baritina, celestina, anglesita, anhidrita, yeso, autlerita, alunita, cromita, crocoita.

Clase XI Tungstatos y Molibdatos. Combinaciones de complejos aniónicos (WO_4) y (MoO_4) con metales. Ejemplos Wolframita, sheelita, ferberita, hübnerita, wulfenita.

Clase XII Silicatos. Es la clase mineral más importante, pues constituyen el 90% de la corteza terrestre. Son minerales de composición predominante de silicio y oxígeno combinado con metales o elementos alcalinos y alcalino térreos Ca, Na, K, Mg, Fe, Al.

La estructura del tetraedro SiO_4 puede combinarse y adoptar diversas formas:

Los silicatos con dos tetraedros SiO4 independientes se llama *nesosilicatos* u *ortosilicatos*.y la relación Si:O es de 1:4 Ej. la forsterita (Mg_2SiO_4)

Los silicatos con dos grupos de SiO_4 conectados, dando lugar a grupos con una relación de Si:O de 2:7, se clasifican como *sorosilicatos*. Por ejemplo, akermanita ($Ca_2MgSi_2O_7$)

Los silicatos con dos o más tetraedros en forma de estructuras cerradas en forma de anillos y cuya relación Si:O es de 1:3 reciben el nombre de *ciclosilicatos*. Por ejemplo, el berilo ($Al_2Be_3Si_6O_{18}$).

Los silicatos cuyos tetraedros pueden unirse formando cadenas simples de composición SiO3 y cadenas dobles de composición Si_4O_{11}, se les denomina *inosilicatos*. Por ejemplo, la enstatita ($MgSiO_3$) y anfíbol antofilita ($Mg_7(Si_4O_{11})_2(OH)_2$

Los silicatos con tetraedros contiguos que forman láminas planas de composición unitaria Si_2O_5 suelen llamarse *filosilicatos*. Por ejemplo, el talco ($Mg_7Si_4O_{10}(OH)_2$

Silicatos de composición unitaria SiO_2 se les denomina *tectosilicatos*. Por ejemplo, el cuarzo (SiO_2).

PIEDRAS PRECIOSAS

Solo se consideran piedras preciosas o gemas a las muestras de minerales cuya calidad es tal que pueden alcanzar precios superiores al del costo de procesamiento. Estas piedras preciosas cuando se encuentran en su estado natural son opacas y podrían pasar desapercibidas para la mayoría de las personas. Las gemas deben ser cortadas y pulidas por profesionales experimentados antes de desplegar su verdadera belleza.

Las piedras preciosas pueden dividirse en dos categorías: preciosas y semipreciosas. Una piedra preciosa tiene belleza, durabilidad, tamaño y rareza, mientras que una piedra semipreciosa tiene sólo una o dos de esas cualidades.

Tabla N° 4.2 Piedras preciosas importantes

Piedra	Nombre mineral	Colores preciados
Preciosa		
Diamante	Diamante	Incoloro, amarillos
Esmeralda	Berilo	Verdes
Ópalo	Ópalo	Brillantes
Rubí	Corindón	Rojos
Zafiro	Corindón	Azules
Semipreciosa		
Alexandrita	Crisoberilo	Variable
Amatista	Cuarzo	Púrpuras
Ojo de gato	Crisoberilo	Amarillos
Calcedonia	Cuarzo (ágata)	Bandeados
Citrino	Cuarzo	Amarillos
Granate	Granate	Rojos, verdes
Jade	Jadeita	Verdes
Piedra de la luna	Feldespato	Azules transparentes
Peridoto	Olivino	Verde oliva
Cuarzo ahumado	Cuarzo	Marrones
Espinela	Espinela	Rojos
Topacio	Topacio	Púrpuras, rojos
Turmalina	Turmalina	Rojos, azul verdosos
Turquesa	Turquesa	Azules
Circón	Circón	Rojos

Las gemas tradicionalmente más valoradas son los diamantes, rubíes, zafiros, esmeraldas y algunas variedades de ópalo, todas las demás son consideradas como semipreciosas. En la actualidad se prefieren las piedras translúcidas con colores uniformemente teñidos, los tintes más favorecidos son el rojo, azul, verde, púrpura, rosa y el amarillo.

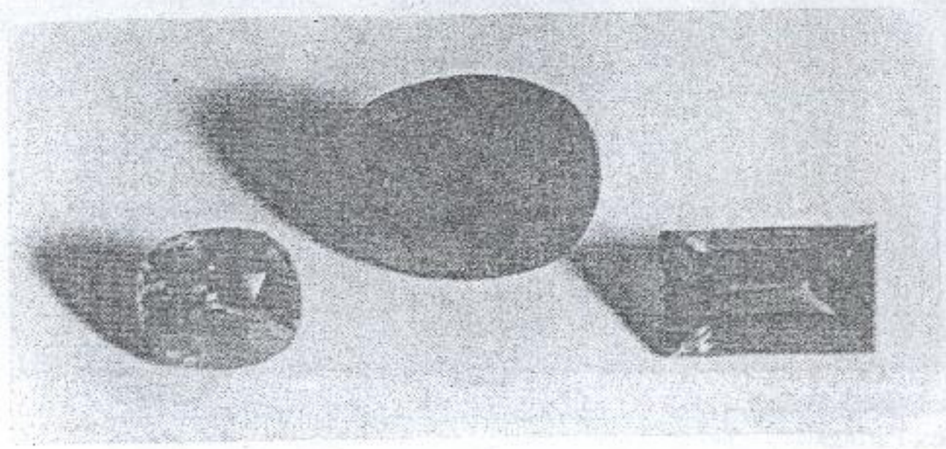


Fig. 4.25 Zafiros azules y amarillos (tomado de Sudwest Farbig)

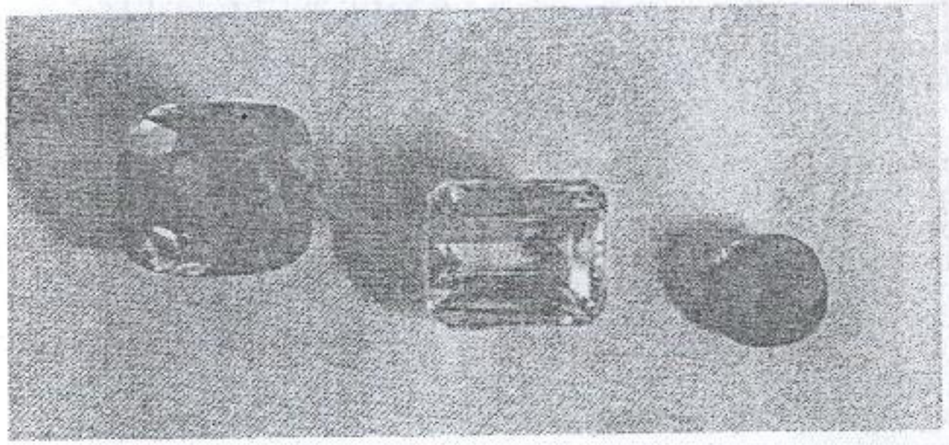


Fig. 4.26 Grupo de granates (tomado de Sudwest Farbig)

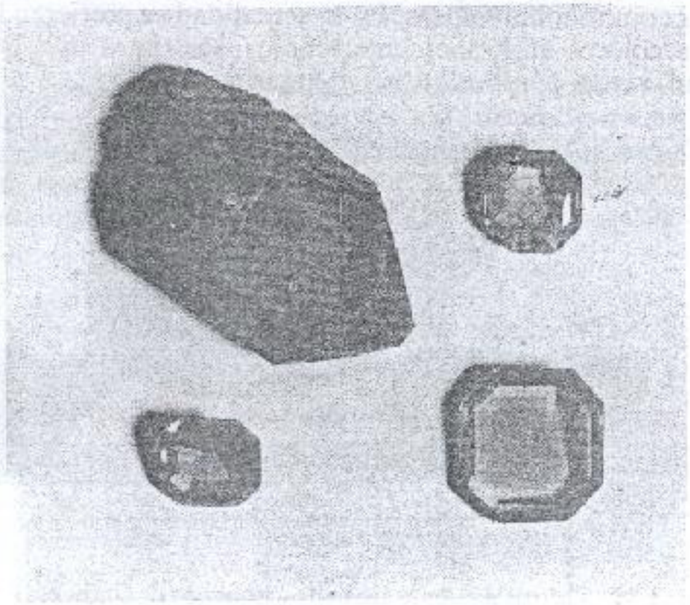


Fig. 4.27 Grupo de epidotas (tomado de Sudwest Farbig)

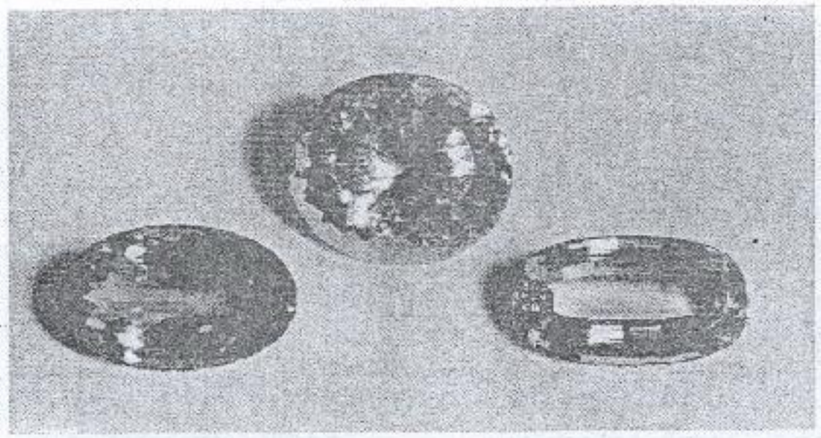


Fig. 4.28 Grupo de topacios (tomado de Sudwest Farbig)

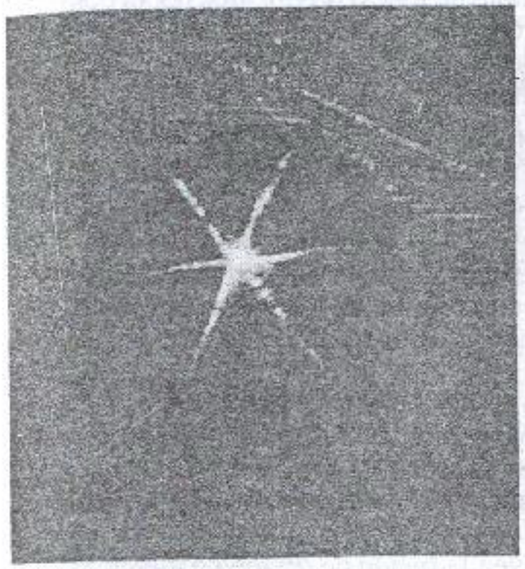


Fig. 4.29 Zafiro azul variedad estrella (tomado de Sudwest Farbig)

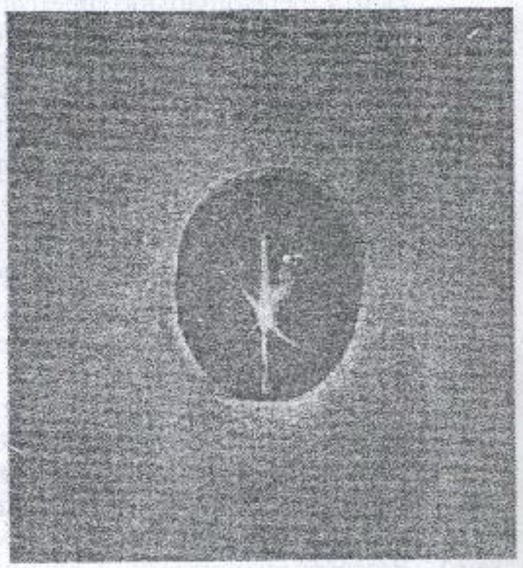


Fig. 4.30 Rubí estrella(tomado de Sudwest Farbig)

GÉNESIS DE LOS MINERALES

Los minerales son los constituyentes de los materiales terrestres, es por ello están dispersos en todo el ciclo geológico, son por eso necesarios ciertos procesos geológicos que permitan su concentración.

Es necesario distinguir los denominados *minerales primarios o hipogénicos*, aquellos que se han formado originariamente de los procesos magmáticos y post magmáticos y otros procesos al interior de la corteza terrestre; de los *minerales secundarios o supergénicos* que son el resultado de la alteración de los primarios en zonas superficiales de la corteza terrestre.

El origen debido a procesos internos:

a) Cristalización magmática.- Es el proceso de cristalización que nos proporciona las rocas ígneas, a partir de los minerales petrogenéticos, principalmente los silicatos.
b) Procesos de segregación magmática.- Que dan lugar a los minerales ortomagmáticos que se forman al mismo tiempo que la cristalización magmática de los silicatos, y que quedan englobados en la masa de las rocas ígneas, ejemplo los depósitos de hierro, cromo y níquel.
c) Procesos neumatolíticos.- Originados en la fase pegmatítica-neumatolítica, que dan lugar a las pegmatitas y filones de elementos metálicos, ejemplo W, Sn.

d) Procesos pirometasomáticos.- Originados por metamorfismo de contacto y metasomatismo (intercambio de iones) producidos por el contacto de la roca ígnea sobre las rocas encajonantes, que con frecuencia dan lugar a la mayoría de los depósitos de mayor importancia económica, ejemplo, óxidos, sulfuros.
e) Procesos hidrotermales.- Es la última fase de la cristalización magmática y dará lugar a los minerales de este tipo, como los sulfuros, sulfosales, etc.

El origen debido a procesos externos:

a) Procesos intempéricos.- Producen mediante procesos químicos nuevos minerales a partir de la descomposición de los minerales primarios, dando como resultado numerosos minerales como óxidos, carbonatos, sulfatos, etc.
b) Procesos Supergénicos.-Proceso en que el agua de lluvia, en su infiltración, disuelve e incorporan elementos en solución, lixiviando la zona superior de un cuerpo mineral primario (zona de oxidación) y redepositándolos por debajo (zona de cementación o de enriquecimiento supergénico)
c) Procesos evaporíticos.- Constituyen la fuente de origen de minerales como los cloruros, sulfatos, que por el proceso de evaporación de aguas saturadas de sales precipitan los minerales, ejemplo, la halita, silvita, anhidrita, etc.
d) Procesos sedimentarios.- Se originan como consecuencia de la interacción de la litosfera con la atmósfera y la hidrosfera, con formación y acumulación de materiales procedentes de la denudación de los continentes, tras experimentar diferentes procesos de alteración, transporte, precipitación, compactación, diagénesis.

PETROLOGÍA

La Petrología es la parte de la geología que estudia las rocas desde el punto de vista de su composición, modo de ocurrencia, distribución en la corteza terrestre, clasificación y origen de las mismas, así como sus relaciones con los procesos y la historia geológica.

La Petrología es un término muy amplio que abarca:

Litología. Estudio de las rocas, sobre la base del conocimiento obtenido de las exposiciones de campo, afloramientos y de las muestras de mano.

Petrografía. Es la parte puramente descriptiva de las rocas desde el punto de vista de la textura, de la mineralogía y de la composición.

Petrogénesis. Se ocupa del origen de las rocas.

La importancia del estudio de las rocas radica en que constituyen documentos geológicos que nos revelan el ambiente geológico en que se formaron y los procesos geológicos que la han afectado, es decir, la historia de la Tierra.

La Petrología aprovecha para su estudio todos los métodos y resultados obtenidos por la investigación mineralógica y cristalográfica, así como los principios de la fisicoquímica y los análisis químicos. Pero el método más importante, como en todas las ramas que se ocupa la geología, es el trabajo de campo, es decir, el estudio directo, sobre el terreno, de las condiciones de cada roca y sus relaciones con las rocas vecinas o circundantes.

Las Rocas

Son agregados naturales de uno o más minerales con proporciones diversas, cuyas masas sólidas resultantes constituyen una unidad de la corteza terrestre. El granito, compuesto de cuarzo, feldespato y mica, es una roca polimineral; mientras la caliza, compuesta de calcita y la lutita de arcillas, son rocas monominerales.

Los procesos geológicos en la formación y evolución de la Tierra son dos de gran importancia, uno externo o exógeno y otro interno o endógeno; cada tipo de proceso da lugar a la formación de una serie de rocas características. A través del estudio de la estructura de la roca, de su composición y de la forma de ocurrencia, el geólogo reconstruye el proceso que la originó y su posterior evolución. No obstante, las rocas, para su mejor conocimiento y comprensión, se agrupan en unos pocos grupos o clases y se diferencian por su origen o por los minerales que los componen y las transformaciones que sufrieron a través del tiempo geológico.

Minerales Petrográficos

Se consideran minerales petrográficos los que con mayor frecuencia y abundancia entran a formar parte de las rocas. Estos son muy pocos, a pesar de la gran variedad de especies minerales conocidas, no todos tienen la misma importancia en la constitución de una roca determinada, pues algunos de ellos, son considerados:

1) *Minerales esenciales*, que no faltan nunca, y caracterizan la especie litológica. Si faltase alguno de ellos, cambiaría ésta por ejemplo, en el granito, la ortosa, cuarzo y mica son minerales esenciales, de modo que cuando falta el cuarzo, la roca resultante es una sienita.
2) *Minerales accesorios*, son menos abundantes en la formación de las rocas, aunque se presentan con cierta regularidad; su frecuencia o ausencia no genera otra especie, sino variedades de la misma roca y
3) *Minerales secundarios*, son aquellos que se presentan en las rocas por las alteraciones de los minerales esenciales o accesorios, sin importancia en la constitución de clases o variedades de las rocas,

pero de suma trascendencia en el conocimiento de las alteraciones que han sufrido las rocas por diferentes procesos.

Estructura de las Rocas

Se entiende por estructura de una roca el aspecto que presenta en la superficie, así como el conjunto de caracteres físicos como forma de presentación y disposición de los minerales, por ejemplo, mantos, estratos, derrames, disyunción esferoidal, disyunción columnar, diques, etc.

Textura de las Rocas

La textura de una roca se refiere a la forma y tamaño de los minerales y al modo de estar dispuestos y se debe a los siguientes factores:

1) **Grado de cristalización.** Una roca cuando está completamente compuesta de cristales, es decir, cuando ha alcanzado el mayor grado de cristalización, se le llama *holocristalina*; cuando está formada exclusivamente de vidrio se le conoce como *holohialina* y cuando la roca se compone de una mezcla de cristales y de vidrio se ha usado el término de *merocristalina*.
2) **Tamaño de los minerales.** Si los minerales son visibles a simple vista o con ayuda de la lupa, se dice que la roca es *fanerítica* o *fanerocristalina*. De otra parte, si los minerales individuales no son visibles con la lupa, se dice que es *afanítica*.
3) **Forma de los cristales.** Si el cristal está perfectamente desarrollado en sus caras cristalinas, se dice que es *euhedral*; cuando no posee caras cristalinas, se dice que es *anhedral* y cuando está imperfectamente desarrollado se dice que es *subhedral*.
4) **Relaciones mutuas de los cristales.** Cuando una roca está compuesta de cristales euhedrales, la textura se denomina *panidiomórfica*; cuando está compuesta de cristales anhedrales se le denomina textura *alotriomórfica* y cuando está conformada por cristales subhedrales, se dice que es textura *hipidiomórfica*.

Génesis de las Rocas

Examinando la totalidad de las rocas que constituyen la corteza terrestre, encontramos que por su modo de ocurrencia y su génesis, todos quedan comprendidos en tres grandes grupos:

- Rocas ígneas (del latín *ignis*, fuego).
- Rocas sedimentarias (del latín *sedimentum*, sedimento).
- Rocas metamórficas (del griego *metamorfosis*, transformar).

Desde luego, la diferencia básica entre estos grupos de rocas es genética.

A partir de la fig. 4.21 se deduce que un material primario de origen ígneo (magma), que puede enfriarse a gran profundidad para formar las rocas plutónicas o intrusivas; a profundidad intermedia conformando las rocas hipabisales o subvolcánicas y en la superficie las volcánicas; estas rocas, al quedar expuestas en superficie por la acción de los agentes geológicos, los agentes atmosféricos del intemperismo y de la erosión los desintegran y descomponen para dar lugar a los sedimentos que por acción de los procesos diagenéticos en las cuencas oceánicas se transforman en rocas sedimentarias.

Después de su formación, estas rocas pueden sufrir alteraciones de distinto tipo por acción de las altas temperaturas y presiones (metamorfismo) en el interior de la corteza se transforman en rocas metamórficas. Estas rocas por incremento de temperatura y presiones se pueden volver a convertir en magma, o sin pasar por esta etapa se puede transformar en rocas ígneas por el proceso de anatexis o granitización.

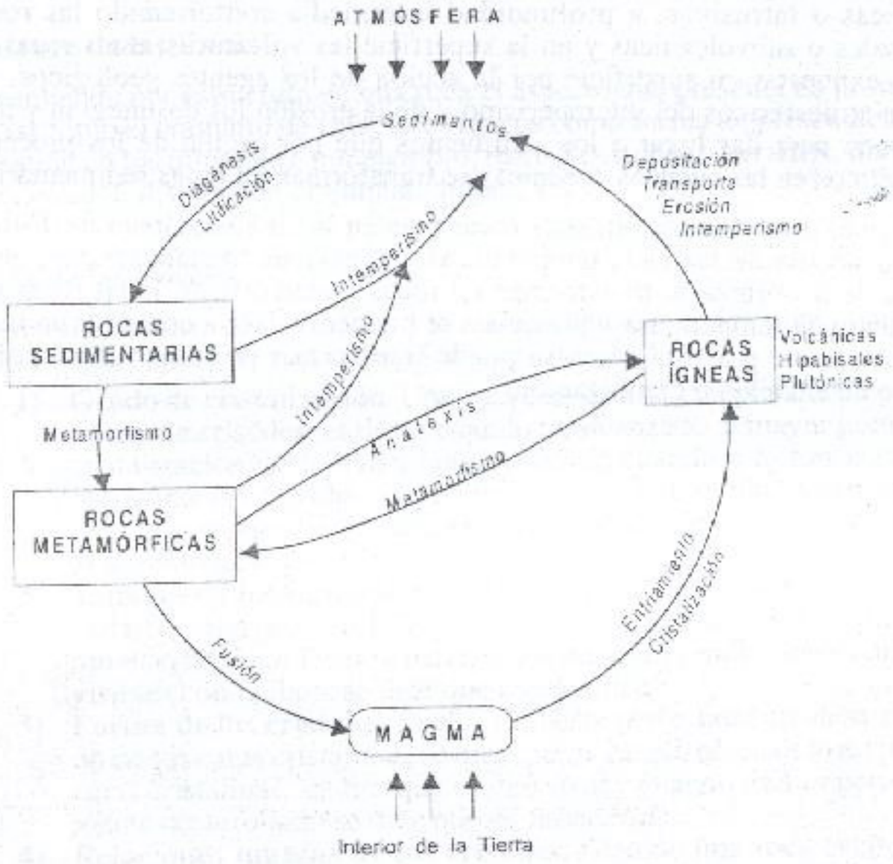


Fig 4.31 Ciclo evolutivo de las rocas

Capítulo V

ROCAS ÍGNEAS

Las rocas ígneas son las más abundantes de la corteza, suelen ocupar el 90% de la litosfera y tienen por origen la solidificación de una mezcla fundida, llamado *magma* cuando está dentro de la corteza y *lava* para el magma que llega a la superficie.

Se denomina *magmatismo* a toda la serie de procesos geológicos relacionados con la fusión de grandes masas de rocas en el interior de la corteza hasta su enfriamiento y solidificación, cuando las condiciones de temperatura y presión lo permiten.

EL MAGMA

Es un fluido natural muy complejo que comprende la materia rocosa que se halla en el interior de la Tierra, en estado fundido a temperaturas del orden de 700 °C, con presiones elevadas y con la existencia de grandes cantidades de agua, en cuya composición se encuentran casi todos los elementos químicos conocidos y que al estar dotado de una gran movilidad debido a las presiones elevadas, hace posible que el agua y los compuestos volátiles permanezcan incorporados a la mezcla fundida, a la que proporcionan una fluidez mayor.

En la composición química de un magma destacan por su abundancia los silicatos, óxidos, sulfuros, vapor de agua y otros gases. El óxido predominante es la sílice (SiO_2), alúmina (Al_2O_3), Na_2O, K_2O, FeO y Fe_2O_3 y más escasamente MgO y CaO.

Los magmas se originan por la fusión parcial o total de las rocas de la litosfera, y en varios niveles dentro de la corteza y el manto superior a profundidades que pueden alcanzar los 200 km y en las zonas de subducción relacionadas con la tectónica de placas

El magma puede ascender hasta la superficie en estado líquido, a través de fracturas y fisuras, y da lugar a la actividad volcánica. En este caso, el magma se solidifica en el exterior, y origina las rocas *volcánicas o extrusivas*. Cuando el magma fluye por la superficie, se le denomina lava. Pero en otras ocasiones,

el magma puede solidificarse en la *cámara magmática*, que es la zona o depósito donde se encuentra el magma y es el núcleo de toda la actividad ígnea; o en el interior de la corteza, pero sin alcanzar la superficie, dando lugar a las rocas *intrusivas o plutónicas* que hoy las observamos en la superficie debido a los efectos de la erosión. Cuando el magma se solidifica cerca de la superficie, da lugar a las rocas *hipabisales o subvolcánicas*.

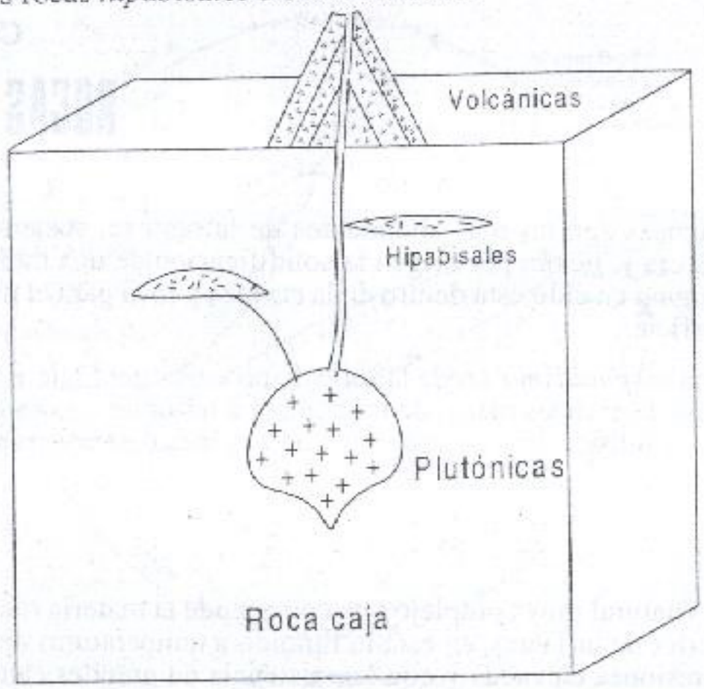


Fig. 5.1. Los diferentes tipos de rocas ígneas de acuerdo a su profundidad de consolidación

Cristalización Magmática

El orden que suelen seguir los minerales en la cristalización magmática fue determinado por Bowen (1922), a partir de un magma basáltico, en el cual estableció dos tipos de reacciones: la continua y discontinua, debido a que los minerales primeramente formados si permanecen en contacto con el magma reaccionarán químicamente con él y evolucionarán al siguiente mineral de la secuencia mostrada en la fig.5.2

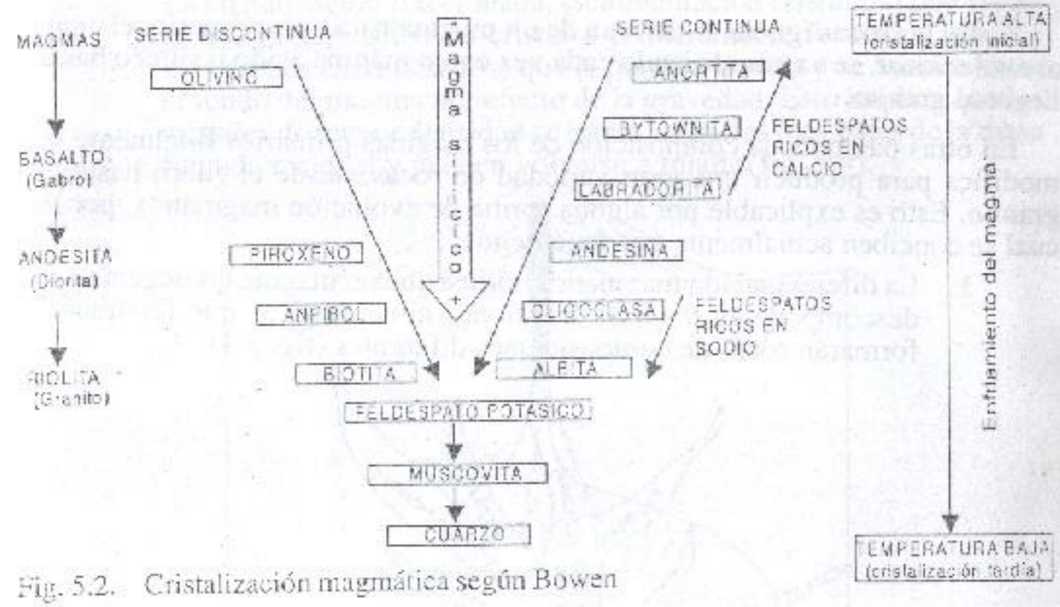


Fig. 5.2. Cristalización magmática según Bowen

La *Serie de Reacción Discontinua*, llamada Serie de los minerales ferromagnesianos, se denomina a la etapa de la cristalización en el cual se forma un nuevo mineral con diferente composición química, diferente estructura y diferente sistema cristalino y todos los minerales que cristalizan en ella son de color oscuro, los primeros son más magnesianos y los últimos más férricos. La *Serie de Reacción Continua*, o Serie de las Plagioclasas, se denomina a la etapa en cual los minerales que se forman cambian gradualmente de composición química de cálcica a sódica, pero mantiene constante la estructura cristalina así como su sistema cristalino, y todos estos minerales son de colores claros.

Los tres últimos minerales: feldespato K, muscovita y cuarzo no están relacionados con los otros minerales, porque no necesariamente se forman por reacciones de la materia primeramente formada con el magma, sino que se forman a partir del magma remanente o "liquido residual" del magma basáltico.

La serie de reacción de Bowen ilustra la secuencia según la cual cristalizan los minerales de un magma basáltico en condiciones de laboratorio, pruebas que este modelo concuerda con la naturaleza, proceden del análisis de las rocas ígneas, además según este principio se pueden explicar lo siguiente:

a) La diferenciación en algunas masas ígneas, cuya base es rica en olivino y en el tope rico en sílice.
b) El porqué las primeras erupciones de un volcán son principalmente básicas y las últimas ácidas.
c) Obtener a partir de magmas básicos, rocas cada vez más silíceas, hasta llegar a una roca de composición granítica (ácida).

Evolución Magmática

Todas las rocas ígneas se derivan de un magma basáltico primario, el cual, al evolucionar, se va convirtiendo cada vez en un magma ácido o silíceo hasta llegar al granito.

En otras palabras, la composición de los magmas primarios finalmente se modifica para producir una gran variedad de rocas, desde el gabro hasta el granito. Esto es explicable por alguna forma de evolución magmática, por lo cual se conciben actualmente tres fenómenos:

1. La diferenciación magmática, indica que un magma homogéneo, se descompone en diversas fracciones mineralógicas que finalmente formarán rocas de composiciones diferentes (fig. 5.3).

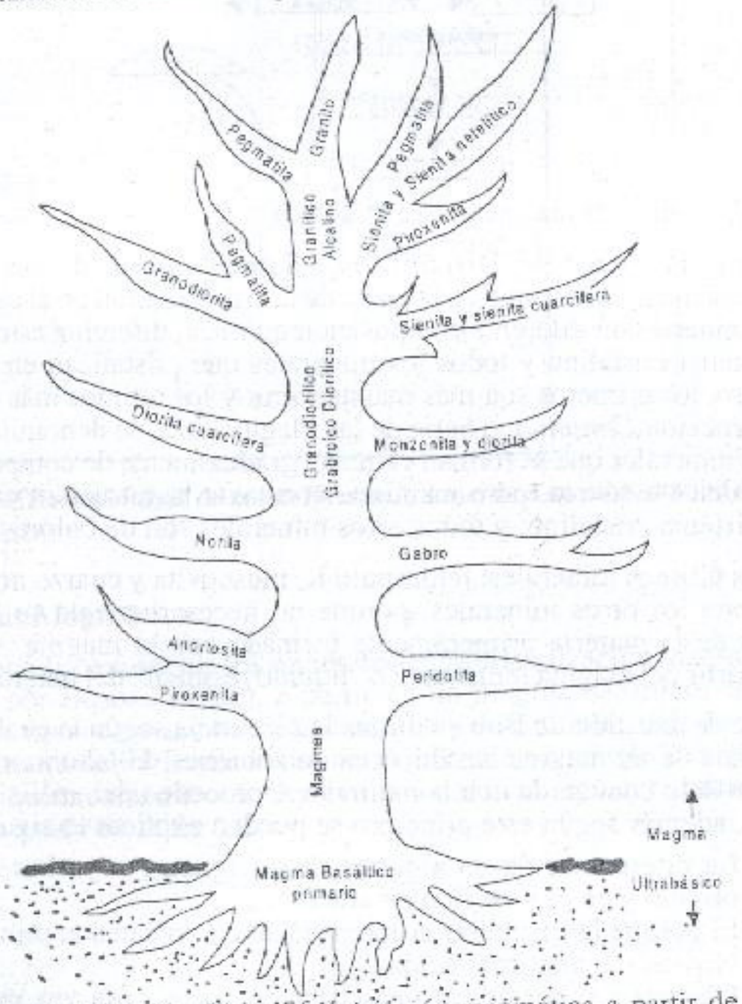


Fig. 5.3 Esquematización de la diferenciación magmática a partir de un magma basáltico según Fersman (1960)

2. La cristalización fraccionada, (sedimentación cristalina) que sugiere una precipitación de cristales primeramente formados que son más densos (más pesados) que la porción líquida y se hunden hasta el fondo del magma por efecto de la gravedad. Esto implica que los cristales de mayor densidad se irán a las partes más bajas de la masa fundida residual y pueden volverse a fundir (fig. 5.4).

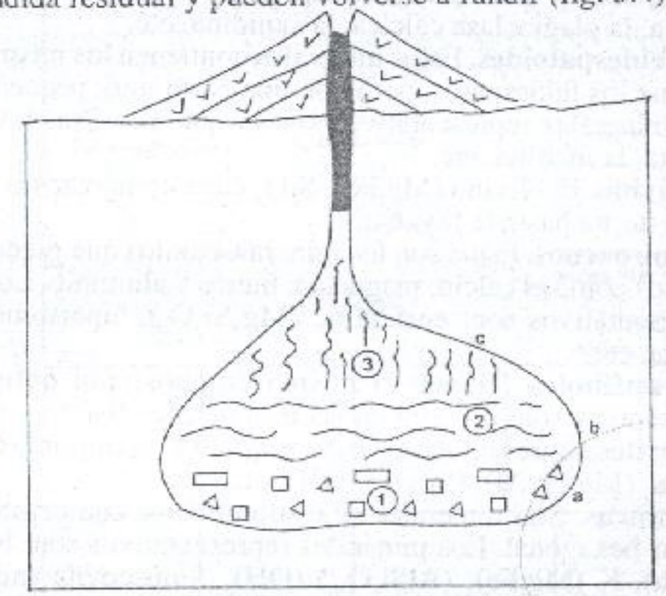


Fig 5.4. Representación idealizada de una cámara magmática: 1) fracción sólida (cristalizada), 2) fracción fundida o líquida y 3) fracción gaseosa.

3. La asimilación y la mezcla de magmas (fig. 5.5), cuando un magma al ascender puede incorporar algunas de las rocas de sus alrededores, este proceso puede operar cerca de la superficie donde las rocas son más frágiles o en otros ambientes el magma puede estar lo suficiente caliente como para fundir algunas de las rocas de su alrededor y asimilar sus componentes y el segundo se produce cuando un cuerpo magmático es intruido por otro, una vez combinados los dos magmas generan una mezcla con una composición diferente

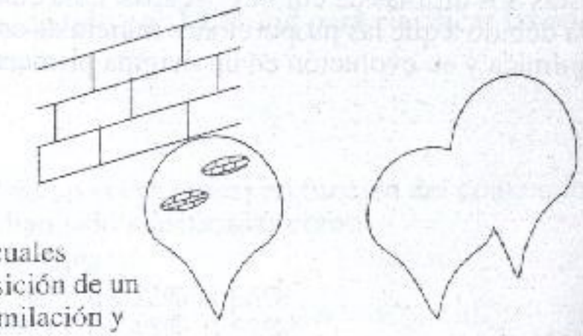


Fig. 5.5 Formas por medio de las cuales puede alterarse la composición de un cuerpo magmático por asimilación y mezcla magmática.

Minerales de las Rocas Ígneas

Dentro de los componentes de las rocas ígneas, destacan por su importancia los silicatos, los cuales están representados en grupos tales como:

1. **Los feldespatos.** Estos son de composición silicoalúminicos y pueden ser de sodio y potasio. Los minerales representativos de este grupo, son la ortoclasa ($KAlSi_3O_8$), la microclina, la plagioclasa sódica, la plagioclasa cálcica, la sanidina, etc.
2. **Los feldespatoides.** Estos minerales contienen los mismos elementos que los feldespatos, pero con una parte muy pequeña de sílice. Los minerales representativos son la nefelina (Na, K)($AlSiO_4$) la leucita, la melilita, etc.
3. **El olivino.** El olivino $(Mg,Fe)_2 SiO_4$ cuya composición varía desde la forsterita hasta la fayalita.
4. **Los piroxenos.** Estos son los minerales en los que predominan elementos como el calcio, magnesio, hierro y aluminio. Los minerales representativos son: enstantita, ($Mg_2Si_2O_6$), hiperstena, diópsido, augita, etc.
5. **Los anfíboles.** Tienen la misma composición química de los piroxenos y sólo difieren en las propiedades físicas y ópticas. Los minerales representativos son: tremolita, actinolita, hornblenda, $NaCa_2 (Mg,Fe,Al)_5 (Si_8O_{22}) (OH)_2$ etc.
6. **Las micas.** Son minerales silicoalúminicos, con cristalización laminar hexagonal. Los minerales representativos son: biotita (mica negra), $K (Mg,Fe)_3 (AlSi_3O_{10}) (OH)_2$, muscovita (mica blanca), flogopita (mica roja), lepidolita, etc.
7. **La sílice.** Es otro grupo de minerales muy importante en la formación de las rocas ígneas. La sílice se presenta en la naturaleza como en seis minerales: cuarzo, (SiO_2), calcedonia, ópalo, tridimita, cristobalita y lechatelierita; de éstos, el cuarzo es el más común.

CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS ÍGNEAS

Atendiendo a su composición mineral, las rocas ígneas se han clasificado como félsicas o silícicas, intermedias de colores claros, máficas y ultramáficas, estas dos últimas de colores oscuros. Esta clasificación mineral es aún aceptada debido a que las proporciones minerales están definidas por la composición química y su evolución en un magma primario.

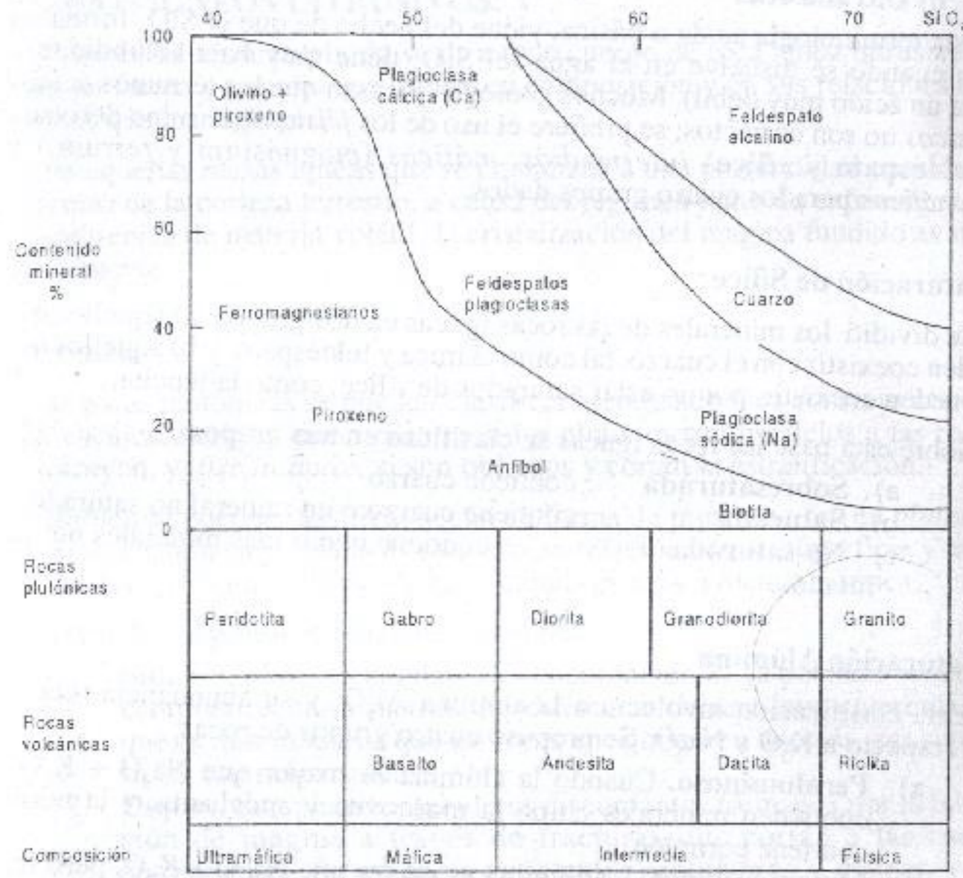


Fig. 5.6 Esquema de clasificación de las rocas ígneas más comunes

Así, muchas clasificaciones de rocas ígneas están basadas en el contenido mineral, pero no es práctico, ya que las rocas volcánicas están compuestas de minerales y vidrio. En este caso, se usa el análisis químico para calcular una composición teórica basados en un grupo estándar de minerales.

El término *saturación* fue introducido por J.J.Shand para clasificar las rocas ígneas.

1. Contenido de Sílice

Según la clasificación general de las rocas ígneas en función del contenido de sílice, por muchos años, éstas han sido clasificadas como:

a) **Ácidas** : $SiO_2 > 66\%$
b) **Intermedias** : SiO_2 de 52% al 66%
c) **Básicas** : SiO_2 de 45% al 52%

d) **Ultrabásicas** : $SiO_2 < 45\%$

Esta terminología ácida o básica, viene del hecho de que el SiO_2 forma un ácido cuando se disuelve en el agua (el SiO_2 tiene muy baja solubilidad y forma un ácido muy débil). Muchos geólogos piensan que los términos *ácidos* y *básicos* no son correctos; se prefiere el uso de los *félsicos*,(término derivado de *fel*despato y *sí*lice) *intermedios*, *máficos* (*ma*gnesium y *ferrum*,) y *ultramáficos* para los cuatro grupos dados.

2. Saturación de Sílice

Se dividió los minerales de las rocas ígneas en dos grupos: a) aquellos que pueden coexistir con el cuarzo, tal como la mica y feldespato, y b) aquellos que no pueden coexistir, por no estar saturados de sílice, como la leucita.

Sobre esta base las rocas ígneas se clasifican en tres grupos:

a) **Sobresaturada** : contiene cuarzo
b) **Saturada** : contiene cuarzo o un mineral no saturado.
c) **No-saturada** : contiene uno o más minerales no saturados.

3. Saturación Alúmina

Esta clasificación involucra a la alúmina Al_2O_3 y su abundancia relativa con respecto a K_2O y Na_2O. Se propuso cuatro grupos de rocas:

a) **Peraluminoso.** Cuando la alúmina es mayor que $Na_2O + K_2O$ y contiénen minerales como la muscovita y andalusita, y la norma contiene corindón.
b) **Metaaluminoso.** La alúmina es mayor que $Na_2O + K_2O$, pero menor que $CaO + Na_2O + K_2O$, contiene minerales como la biotita y hornblenda; la norma contiene anortita.
c) **Subaluminoso.** La alúmina es igual a $Na_2O + K_2O$; estas rocas contienen minerales no aluminosos como olivino hiperstena, y la norma contiene minerales bajos en aluminio.
d) **Peralcalina.** La alúmina es menor que $Na_2O + K_2O$, ocurren minerales como la aegirina y riebeckita; la norma contiene minerales como la acmita.

4. Índex Álcalis-Óxido de Calcio

a) **Cálcicas** : cuando $SiO_2 > 61\%$
b) **Calco-alcalinas** : cuando SiO_2 de 56 al 61%
c) **Alcalino-cálcicas** : cuando SiO_2 de 51 al 56%
d) **Alcalinas** : cuando $SiO_2 < 51\%$

CUERPOS ÍGNEOS INTRUSIVOS:

Plutones. El término plutón se da a todo cuerpo de roca ígnea intrusiva de cualquier forma y tamaño que difiere en composición y en sus relaciones con las rocas que los incluyen.

Son aquellas masas ígneas que se cristalizan a una profundidad considerable dentro de la corteza terrestre, a causa del régimen lento de enfriamiento y de la presencia de materia volátil; la cristalización del magma fundido avanza gradualmente.

Ocurrencia

Las rocas plutónicas se pueden clasificar atendiendo a su contacto con las rocas encajonantes: en *concordantes* si los plutones son paralelos a las rocas que intruyen, y *discordantes*, si son oblicuos y cortan la estratificación.

También se pueden clasificar según su forma de presentación: en *plutones tabulares*, cuando su potencia es pequeña en relación con su superficie y también masivos, de gran volumen y cuya cúpula es más o menos esférica.

Dentro de los plutones tabulares, se tienen:

1. **Sill.** Son plutones tabulares y concordantes, cuya potencia varía de centímetros hasta metros. Se diferencia de una lava enterrada en que es más moderna que las rocas encajonantes; además, sus superficies son más regulares.
2. **Diques.** Son plutones tabulares discordantes formados por la intrusión de magma a través de fracturas que cortan a las rocas encajonantes. Su potencia varía entre centímetros y metros, y su longitud puede alcanzar varios kilómetros.

Dentro de los plutones masivos se distinguen:

1. **Lopolitos.** Son plutones masivos concordantes, en forma de embudo, que se ubican en las crestas de los anticlinales
2. **Facolitos.** Son plutones masivos concordantes, encorvados por ambos lados que ocupan una cuenca tectónica o un sinclinal.
3. **Lacolitos.** Son plutones masivos y discordantes en forma lenticular, cuya base es aplanada y presenta una convexidad en el techo.
4. **Stock**. Son plutones masivos y discordantes, el tamaño de sus afloramientos son menores a los 100 km_2.
5. **Batolitos.** Son grandes plutones masivos y discordantes, mayores de 100 km_2 cuyo tamaño aumenta con la profundidad y que hoy están en superficie por consecuencia de la erosión de las rocas que la cubrían inicialmente. Su parte superior es un domo de donde se proyectan diques y otros cuerpos ígneos menores.
6. **Aguja volcánica.** Llamado también pitón, chimenea y cuellos volcánicos, es la estructura por el cual el magma sube a la superficie, el

cual es más resistente a la erosión y a menudo queda como un remanente erosional.

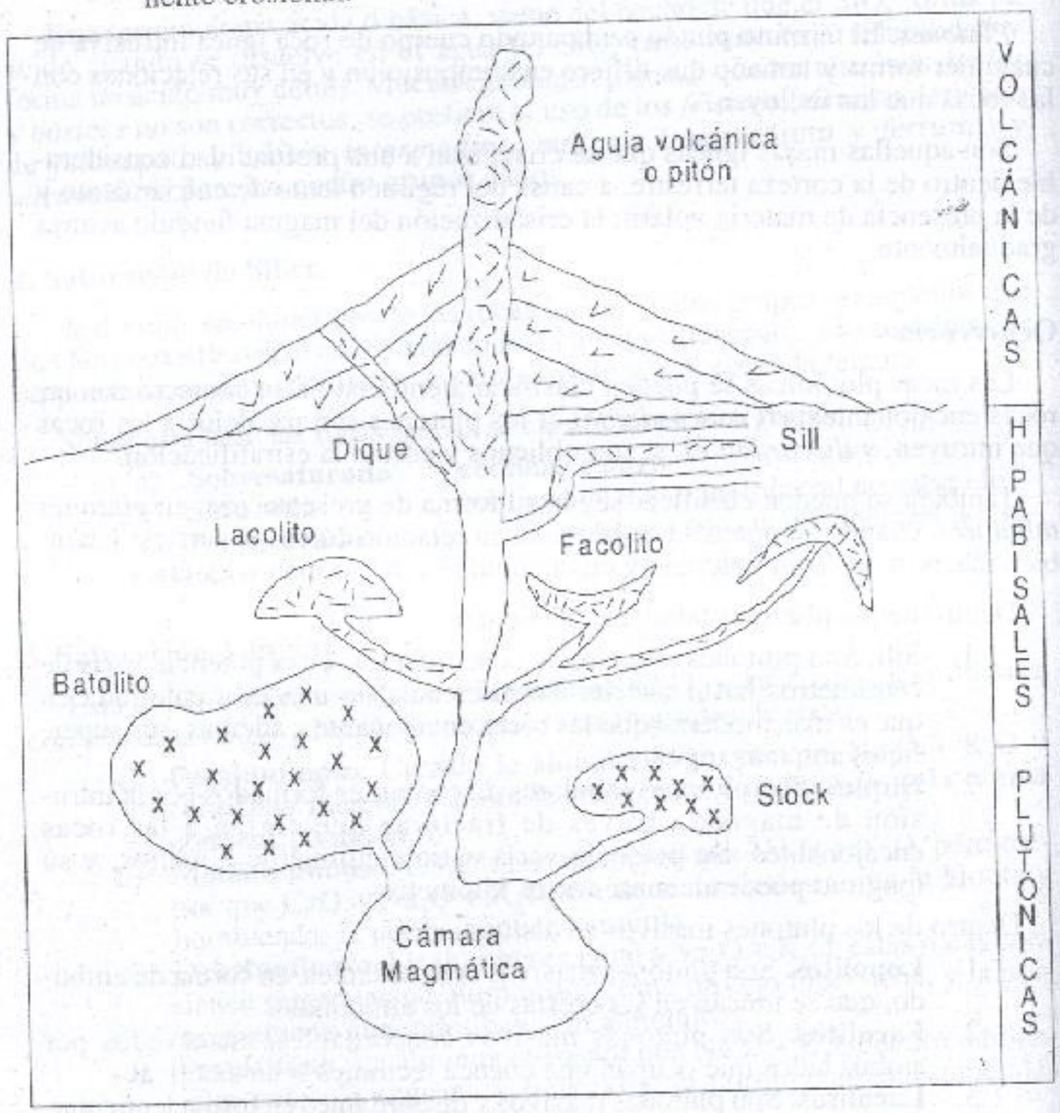


Fig 5.7. Ocurrencia de los plutones intrusivos

Texturas y Estructuras

En las rocas plutónicas, como el magma se han enfriado lentamente, los minerales que las constituyen se han cristalizado en su totalidad, lo que da a la trama características de holocristalina y de textura equigranular relativamente gruesa. Las variedades de texturas son casi infinitas; pero mencionaremos algunas de las principales:

1. **Textura Granular.** La característica de las rocas plutónicas es que los granos minerales equidimensionales dominan la trama. Hay dos sub-divisiones de la textura granular:
   a) La textura granitoide o sub-euhedral granular, donde los minerales constituyentes tales como feldespatos, hornblenda, muscovita, biotita, tienden a desarrollarse en granos con contornos subhedrales a euhedrales. Esta textura es típica de las rocas de color claro, como los granitos, granodioritas, y también de las sienitas y dioritas.
   b) La textura gabroide o anhedro granular, donde los minerales principales cristalizaron todos casi simultáneamente, e interfiriéndose unos a otros en el crecimiento, por lo cual los minerales presentan contornos anhedrales. Esta textura es típica de las rocas de color oscuro, como los gabros.
2. **Textura Gráfica.** Es un rasgo especial de las rocas plutónicas, tales como las pegmatitas, en el cual los granos grandes de feldespatos encierran muchos pequeños cristales de cuarzo imperfectamente desarrollados y la trama se asemeja a la escritura antigua cuneiforme.
3. **Estructura Orbicular.** Algunas rocas plutónicas presentan orbículos que ocurren como segregaciones de forma esférica que constan de capas concéntricas de composición y texturas diferentes.
4. **Estructura de Xenolito.** En su movimiento ascendente, el magma puede desprender del techo de la cámara magmática grandes bloques que se hunden en el líquido, lo que da lugar a los xenolitos (del griego *xeno* "extraño"). A causa de los pronunciados contrastes de composición entre ellos y el magma, los xenolitos pueden observarse en los afloramientos por estar constituidos por cualquier clase de roca y haber sido parcial o totalmente absorbidos por el magma.
5. **Textura Pegmatítica**. Cuando los cristales de los minerales que la constituyen tienen un desarrollo desmesurado como se observa en las pegmatitas.
6. **Textura Aplítica.** En algunas rocas plutónicas se muestra este tipo de textura que consiste en que su trama está dominada por minerales muy pequeños que no son observables a simple vista.
7. **Textura Porfirítica.** Es una textura característica de rocas hipabisales, consiste en una trama en donde los cristales bien desarrollados o fenocristales destacan sobre una matriz vítrea o de cristales muy finos.

Principales Texturas

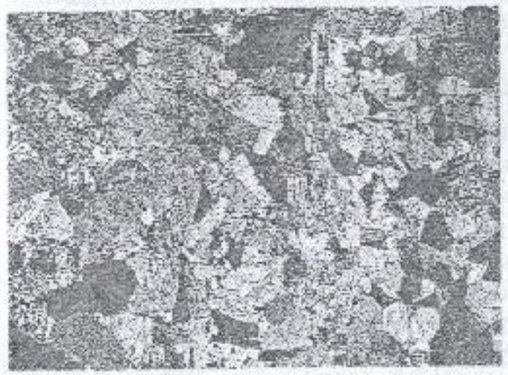


Fig. 5.8 T. Granitoide

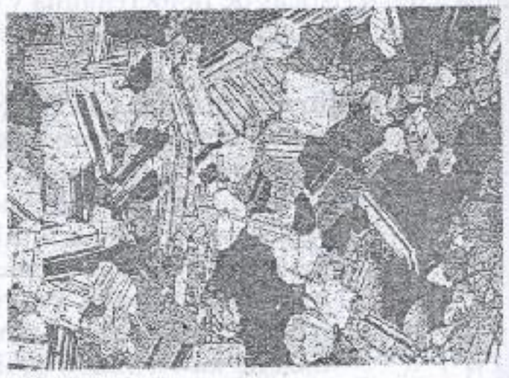


Fig. 5.9 T. Gabroide

Fig. 5.10 T. Porfirítica

Fig. 5.11 T. Gráfica

Fig. 5.12 T. Aplita

Fig. 5.13 T. Fluidal

Principales Rocas Plutónicas

Granito

Es una roca de composición mineralógica esencialmente compuesta de cuarzo, feldespato alcalino, o bien plagioclasa sódica y micas. Estas rocas son de textura granular con sus variedades granítica, pegmatítica y aplítica, y sus coloraciones varían desde el gris claro a gris oscuro, algunas veces rosado. Existen muchas variedades de granito y éstas se denominan según los minerales característicos más abundantes. Algunas de éstas son granito a biotita, granito a muscovita, a hornblenda, el granito rojo rico en feldespato potásico.

Granodiorita

Estas rocas son una variedad de granito. En este tipo de roca se encuentran como minerales esenciales: cuarzo (en menor cantidad que en los granitos), plagioclasa sódica, feldespato alcalino y mica, la coloración es semejante al de los granitos. La textura es equigranular de grano medio a grueso. Las plagioclasas, andesina y oligoclasa predominan sobre los feldespatos potásicos; el cuarzo representa el 25% de la roca.

Diorita

Es una roca intermedia. Su coloración es gris, de tonalidad oscura, debido a la mayor abundancia de minerales máficos (ferromagnesianos). Es una roca granuda, y los minerales esenciales que la forman son plagioclasas, feldespatos alcalinos, micas comúnmente biotita y cuarzo, que es escaso.

Gabro

Estas rocas son de color oscuro, verde o gris oscuro a negro. Los componentes minerales esenciales de estas rocas son: plagioclasa cálcica, augita, piroxeno, olivino; el cuarzo está ausente. Son rocas granulares, algunas de cuyas variedades son el gabro olivínico y el gabro hornbléndico. Además, existen otras variedades, como el piroxeno que cuando es ortorrómbico, se llama *norita*; esta determinación sólo es posible, al microscopio. Cuando las rocas están formadas casi en su totalidad de plagioclasa cálcica, se llama *anortosita*. Los gabros, por alteraciones regionales, sufren cambios en sus componentes minerales; así, la augita se sustituye por hornblenda y la plagioclasa se transforma en anfibolitas. A los gabros de grano fino se les llaman *doleritas*.

Sienitas

En este tipo de roca el cuarzo está ausente o en cantidades muy pequeñas. Los minerales esenciales son: feldespato alcalino, ortoclasa, hornblenda; ade-

Fig. 5.14 Dique andesítico cortando lutitas, que a su vez ha sido cortado por una falla de estratificación, visto en el Morro Solar - Lima

más, contiene otros minerales como biotita, apatita, magnetita, circón, etc. Existen algunas variedades de estas rocas, como la sienita alcalina, que son ricas en sosa, pues tienen en su composición gran cantidad de feldespatoides (nefelina, analcita y sodalita, especialmente); además, su alto contenido de sodio está respaldado por la presencia de albita y ortoclasa sódica. Cuando la ortoclasa y la plagioclasa se encuentran en proporciones iguales o cercanamente iguales, las rocas se llaman *monzonitas*.

Rocas Ultramáficas

Éstas son rocas de grano grueso y de colores oscuros. Los gabros, por un descenso en el contenido de plagioclasa, pasan a *peridotitas* o *piroxenitas*.

Cuando este tipo de roca está compuesto exclusivamente de piroxenos y de otros minerales, se llama piroxenita, y los minerales que pueden estar asociados con ésta son la hornblenda, pirrotita y magnetita, especialmente.

Cuando estas rocas están constituidas exclusivamente por olivino, se denominan *dunitas;* cuando están constituidas casi en su totalidad por hornblenda negra se llaman *hornblenditas*.

Las peridotitas son rocas constituidas exclusivamente por minerales ferromagnesianos y en las cuales el cuarzo está ausente. Por lo general, la magnetita se encuentra en grandes cantidades, asociada con estas rocas, de igual manera que la cromita. Cuando las peridotitas se encuentran con textura porfídica, se llaman *Kimberlita* y son famosas por ser roca madre de los yacimientos de diamantes.

ROCAS VOLCÁNICAS

El magma fundido, sometido a alta presión, tiende a moverse hacia las áreas de menor presión; es por ello que el sentido dominante del movimiento es hacia arriba, de tal manera que puede ser expulsado por erupción sobre la superficie a través de fisuras o aberturas volcánicas, dando lugar a la formación de rocas volcánicas llamadas también rocas extrusivas o efusivas.

Las coladas de lavas que llegan a la superficie a lo largo de grietas o fracturas reciben el nombre de *erupciones fisurales* y aquellas que tienen su erupción localizada se les llama *erupciones centrales*

Ocurrencia

Las rocas volcánicas típicas se presentan como derrames o coladas de lavas y de piroclásticos sobre la superficie de la Tierra, variando de grosor de algunos centímetros hasta varios cientos de metros. El área que cubren puede abarcar desde varias hectáreas hasta muchos kilómetros cuadrados y algunas grandes extensiones.

Las coladas de lava son cuerpos ígneos tabulares, delgados en comparación con su extensión horizontal, y su posición corresponde de un modo general a la superficie sobre las cuales fueron expulsados.

La superficie de las coladas de lavas puede ser lisa, pero en ocasiones éstas presentan irregularidades de diferente magnitud:

a) **La lava Pahoehoe.** Es de superficie tersa, ondulada o de aspecto de cordel o cordada, cuya composición es basáltica. Estas lavas se conocen como lavas cordadas, que recuerdan a las hebras trenzadas de los cordeles.
b) **La lava aa.** Consiste de bloques irregulares cubiertos comúnmente con pequeñas asperezas o rugosidades, de composición basáltica; viene a ser el resultado de una mayor viscosidad ocasionada por temperaturas más bajas y contenido de gas más bajo.
c) **La lava de bloque.** Está compuesta por bloques irregulares sin apariencia escoriforme, es típica de las lavas silíceas.
d) **Lava almohadilladas.** Cuando la lava llega al océano o cuando se originan en las cuencas oceánicas, las zonas superficiales delas coladas se enfrían rápidamente, adquiriendo estructuras alargadas que se parecen a grandes almohadillas apiladas unas sobre otras, su presencia indica que su deposición se produjo en un ambiente subacuático.

Otra forma de ocurrencia de las rocas volcánicas son los denominados piroclásticos (del griego piro, fuego, y clastos, fragmentos), que son el producto de las explosiones volcánicas: tobas, brechas, cenizas, etc.

El tamaño de estos fragmentos expulsados varía desde polvo fino hasta bloques. Las partículas finas se denominan *ceniza, polvo volcánico, lapilli* ("piedras pequeñas"), las partículas mayores que los lapillis se denominan *bloques* cuando están compuestas de lava endurecida y *bombas*, cuando son expulsados como lava incandescente.

Texturas y Estructuras

El magma expulsado en superficie debido a la pérdida de agua y gas su viscosidad aumenta y se enfría rápidamente. En tales condiciones favorece la formación no sólo de vidrio, sino de ciertos minerales característicos de las rocas volcánicas. Las variedades de texturas y estructuras son variadas. Aquí se mencionan las principales:

1. **Textura afanítica.** Es común en las rocas volcánicas y se define como la textura de la roca en la cual los cristales son demasiado pequeños para ser vistos a simple vista, ya sea en roca cristalizada o vítrea.
2. **Textura porfirítica.** En la cual existen cristales grandes y bien formados conocidos como fenocristales de uno o más minerales, incluidos en una masa de grano fino, o vítrea.

3. **Textura fluidal.** Cuando los minerales constituyentes de la roca muestran una tendencia paralela o subparalela en la trama.
4. **Estructura perlítica.** La mayoría de las rocas vítreas presentan diminutas grietas curvadas, a veces parcialmente concéntricas, debido a la contracción del vidrio.
5. **Estructura esferolítica.** Algunos minerales forman pequeños corpúsculos esféricos llamados esferolitas.
6. **Estructura vesicular.** Muchas rocas se caracterizan por tener burbujas atrapadas, las que pueden ser de diferente forma, como elípticas, redondeadas e irregulares.
7. **Estructura amigdaloide.** Cuando las amígdalas, que son vesículas, han quedado rellenas por minerales secundarios como carbonatos y varias formas de vidrio.
8. **Escoria.** Es un término que se aplica a la lava basáltica, en la cual las vesículas u oquedades dejadas por el gas son numerosas y de forma irregular.
9. **Piedra pómez.** Llamada también *punita,* es una lava ácida o silícea con aspecto de espuma que se produce en una etapa extrema del escape de gases y contiene innumerables cavidades aisladas unas de otras, de tal manera que puede flotar en el agua.

Principales Rocas Volcánicas

Riolitas

Son rocas extrusivas equivalentes al granito. Están compuestas de cuarzo, feldespato y biotita. Los colores típicos son grises claro, rosados y amarillentos. Ocurren con frecuencia con estructura bandeada. Son rocas altamente silícicas, y presentan fenocristales de ortoclasa sódica, piroxeno sódico y anfíbol sódico, lo que indica su carácter alcalino. Generalmente presentan textura porfirítica.

Dacitas

Es el equivalente de la granodiorita y de la tonalita. La mayoría de ellas son de texturas porfiríticas, y tienen fenocristales de cuarzo, ortoclasa o sanidina, plagioclasa y generalmente menos cantidad de piroxenos, biotita u hornblenda. Estas rocas tienen coloraciones félsicas (claras), gris claro, amarillentos y rojos pálidos, y presentan texturas porfiríticas.

Andesitas

Es el equivalente volcánico de la diorita. Es la roca volcánica más abundante después del basalto. Las andesitas son aquellas en las cuales la plagioclasa sódica subcálcica es el constituyente predominante; también presentan

feldespato alcalino, cuarzo escaso y minerales ferromagnesianos, que pueden ser biotita, hornblenda, augita o hiperstena. Generalmente, son rocas porfiríticas de color gris oscuro.

Traquitas

Son los equivalentes volcánicos de grano fino de las sienitas. Su composición varía desde las traquitas cuarcíferas hasta traquitas feldespatoideas. La composición mineralógica esencial es sanidina, feldespato alcalino, feldespatoides, piroxenos; todos ellos se presentan en una pasta fina fluidal. Estas rocas generalmente tienen texturas porfiríticas. También se presentan en forma de diques y de domos (en forma de cúpula), principalmente debido a su alta viscosidad.

Basaltos

Son rocas volcánicas equivalentes a los gabros. Éstas son lavas máficas, cuyos minerales esenciales son: plagioclasa cálcica, augita, olivino y óxidos de hierro; hornblenda, biotita e hiperstena ocurren sólo en casos excepcionales.

Pueden distinguirse dos grupos de basalto: los que tienen olivino y las variedades que carecen de olivino llamados *toleitas*; las primeras se presentan asociadas a una diferenciación alcalina, mientras las segundas a una diferenciación calco-alcalina. Éstas son las rocas volcánicas más abundantes en el mundo. Presentan texturas de grano fino y algunas son porfiríticas.

Diferencias entre rocas ígneas

Las rocas intrusivas y extrusivas son distintas en muchos aspectos y resulta instructivo ocuparnos con una exposición de las diferencias más importantes:

1. Las rocas intrusivas son de grano más grueso que las extrusivas. Esta diferencia en el tamaño del grano está relacionada con el hecho de que las rocas intrusivas se enfrían más lentamente que las lavas volcánicas arrojadas a la superficie terrestre. Las relaciones entre el tamaño y la velocidad de enfriamiento son fundamentales: cuando el enfriamiento es rápido, la velocidad de crecimiento es lenta o nula. Cuando el magma se enfría lentamente, los núcleos cristalinos tienen tiempo de aumentar de tamaño.
2. Las rocas intrusivas muestran los efectos de haber estado sometidas a presiones más elevadas que las rocas extrusivas. Esto se confirma, en parte, por la presencia de numerosos huecos denominados *vacuolas*, que se producen por el escape de gases de la lava al salir ésta a la superficie. Estas vacuolas no se presentan en las rocas intrusivas, por lo que se deduce que se formaron bajo altas presiones.

Texturas Volcánicas

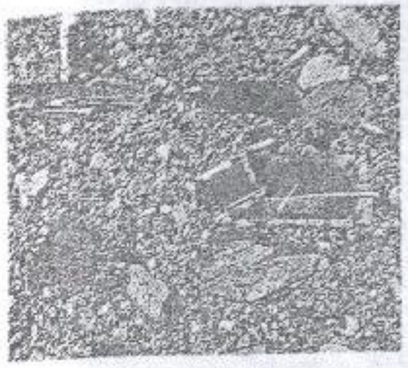


Fig. 5.15 T. Porfirítica

Fig. 5.16 T. Esferolítica

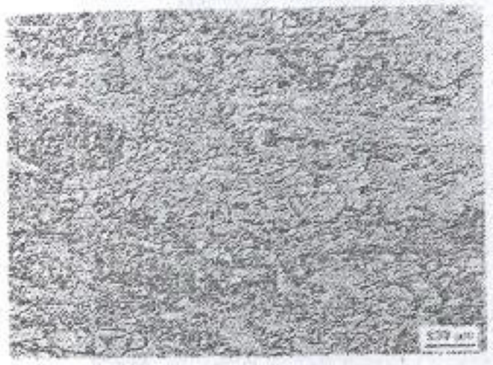


Fig. 5.17 T. Escoria

Fig. 5.18 T. Amigdaloide

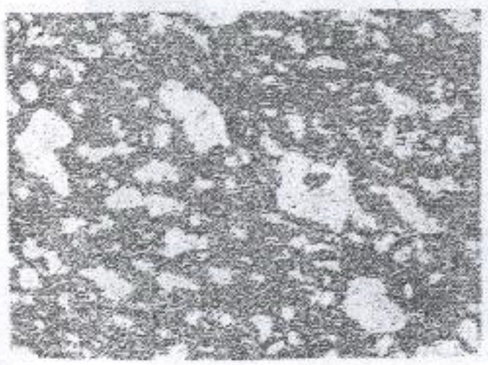


Fig. 5.19 T. Vesicular

Fig.5.17: Roca granitoide de textura pegmatítica.
Batolito de Aricoma -Puno.

3. Los minerales de las rocas intrusivas y extrusivas muestran ciertas diferencias, como la reorientación estructural de los cristales; existen también otras diferencias mineralógicas como la mayor abundancia del olivino en las rocas volcánicas que en las rocas intrusivas de composición química similar.
4. La proporción de tipos de rocas de composición química diferente es bastante más variada entre las rocas intrusivas que entre las rocas volcánicas.

Capítulo VI

METEORIZACIÓN

LA ATMÓSFERA

Es la geosfera geoquímica constituida por una envoltura gaseosa que se encuentra alrededor de la Tierra, que en sus capas inferiores presentan una densidad máxima y compleja y las capas superiores son más ligeras. El espesor puede alcanzar miles de kilómetros, su límite externo se ha calculado en 2 500 km aproximadamente y por encima de este límite la gravedad terrestre no puede retener las partículas gaseosas. La temperatura atmosférica y la presión disminuyen con la altitud, se calcula que la temperatura disminuye 1 °C por cada 500 m de altitud.

La atmósfera se subdivide en varias esferas con características propias:

a) Troposfera: se caracteriza por perturbaciones atmosférica y se extiende desde 0 a 10 km, constituida de nitrógeno (78%), oxígeno (21%) y el 1% restante constituida por pequeñas cantidades de vapor de agua, gas carbónico (CO_2) y gases nobles o inertes como el argón, kriptón, neón, xenón y helio, además de impurezas, polvo, etc.. Todas estas sustancias no forman compuestos químicos, sino una mezcla, ya que los gases que componen básicamente la atmósfera conservan sus propiedades características en tanto que las impurezas y el vapor de agua son muy variables.

b) Estratosfera: Se extiende de 10 a 100 km, en ella los gases están estratificados horizontalmente y el oxígeno se ha convertido casi totalmente en ozono (O_3), lo que constituye una capa protectora para ciertas clases de radiaciones nocivas para la vida terrestre.
Entre la troposfera y la estratosfera se admite la existencia de otra capa intermedia denominada *Tropopausa*, donde cesa bruscamente el descenso gradual de la temperatura.

c) Ionosfera: Se extiende de 100 a 1000 kilómetros, aquí no hay gases, salvo hidrógeno y partículas cargadas de electricidad llamadas iones, el cielo aquí es negro y es en esta capa que se producen las *aureolas boreales*

Entre la estratosfera y la ionosfera se admite la existencia de una zona intermedia llamada *estratopausa*, mucho más reducida.

c) Exosfera: Se extiende desde los 1000 a los 10 000 km y se estima que forma ya parte del espacio exterior, no hay gases y es donde mas libremente se manifiestan las radiaciones cósmicas, al no encontrar perturbación alguna en su trayectoria.

Humedad Atmosférica

La humedad contenida en la atmósfera procede del agua evaporada de los mares, de los ríos, lagos y de las tierras regadas por agua de lluvia. Esta evaporación es tanto mayor cuando mas elevada sea la temperatura de la superficie del agua y cuanto mas veloz y seco sea el viento que pase por ella.

La humedad absoluta es la cantidad total de vapor de agua que contiene un metro cúbico de aire ya una temperatura determinada, que puede oscilar entre 0 y 25 gramos aproximadamente. La humedad relativa, es el concepto mas importante y se puede definir como la diferencia que existe entre la cantidad de vapor de agua que tiene el aire y la que tendría si estuviese saturada de humedad, se expresa en porcentaje. Por lo que es muy variable de una zona a otra, y que depende de varios factores, entre los más importante se destaca la temperatura y la presión.

Hay particularidades especiales, cuando el agua se evapora con el calor del Sol a temperaturas inferior de 100 °C, la humedad forma gotitas que quedan suspendidas en el aire, originando los **cúmulos**, nubes blancas, de base plana. Mas tarde, si esas gotas se agrupan por el efecto del enfriamiento del aire que las sostiene, se resuelven en lluvia previa transformación de los cúmulos en **nimbos**, nubes oscuras, bajas, con su base desflecada por cortinas de lluvias, además existen otras variedades de nubes como los **estratos** y los **cirros**. Si la nube cargada de humedad no rompe en lluvia y desciende hasta rozar el suelo, tenemos la niebla, que pasa a bruma cuando el aire esta contaminado por impurezas, hollín o simplemente polvo. Cuando una masa de aire entra en contacto con una superficie fría, el vapor de agua siempre existente en el aire se deposita en finas gotitas de **rocío**. Y si la superficie fría está próxima al punto de congelación, las gotitas cristalizarán en hielo y se formarla la **escarcha**, pero si se enfría por debajo del punto de congelación se formaran cristales de hielo, esponjosos y blandos que se llaman **copos de nieve**. La nieve caída en gran cantidad va comprimiéndose lentamente por el peso de nuevas capas sobre las primeras, expulsando el aire en exceso de la nieve y pasando al estado de **hielo** totalmente duro y sólido.

Clima

Es el conjunto de fenómenos meteorológicos que caracterizan el estado medio de la atmósfera en una región de la superficie terrestre. Depende del valor medio de la presión, temperatura, humedad, lluvia y viento que reciba

sarertnocnoside@hotmail.com

una zona determinada, así como el relieve, vegetación, corrientes marinas, etc. Según la influencia de todos estos factores, se dan diferentes clases de climas, estos pueden ser: cálidos, templados, y fríos.

PROCESO GEOLÓGICO DE LA ATMÓSFERA

La composición y los agentes de la atmósfera han regulado la meteorización y la formación de las rocas sedimentarias a través del control en el contenido del oxígeno y anhidro carbónico en las aguas de lluvias y superficiales.

La *Gliptogénesis,* fase del ciclo geológico, viene a ser la destrucción del relieve de la corteza terrestre por los agentes exógenos y cuyos productos son transportados a otros lugares mediante agentes geológicos como los ríos, viento, glaciares, etc.

La corteza terrestre superficial es un cuerpo dinámico porque cambia continuamente a lo largo del tiempo, de allí que las rocas que afloran sobre la superficie terrestre están expuestas a la *meteorización* efectuada por los ataques de los agentes meteóricos o atmosféricos y a la acción de los organismos; a los procesos *gravitacionales* que mueven a los materiales, pendiente abajo y a la *erosión* efectuada por los agentes geológicos. Según la intensidad de los tres procesos, de acuerdo al clima bajo el cual se encuentran sometidas, las rocas preexistentes van siendo alteradas y dejan como resultado unos residuos fragmentarios de las rocas afectadas a los cuales les conocemos como *sedimentos*.

En primer lugar conviene aclarar la diferencia entre erosión y meteorización, ambos procesos geológicos. Se entiende como meteorización al proceso de rotura, disgregación y alteración de las rocas cuyos productos permanecen "in situ", el concepto erosión, incluye la denudación o degradación de las rocas, es decir la meteorización y el transporte del material

Debido a estos procesos de degradación se forma el *regolito* que es el manto de roca alterada que cubre toda la superficie terrestre y los *suelos*, cuya naturaleza y estructura dependerá de la clase de roca que le ha dado origen.

METEORIZACIÓN

La meteorización, llamada también *intemperismo*, es la destrucción de las rocas que afloran en superficie, por acción de los agentes meteóricos, en condiciones de presión y temperatura ambiental. Esta destrucción se efectúa in-situ y consiste en la desintegración (proceso mecánico o físico) y descomposición (proceso químico) de los minerales y rocas. Las rocas que afloran en superficie no están en equilibrio con el ambiente que las rodea, y esto se debe a que se formaron en condiciones fisicoquímicas distintas de las del ambiente que actualmente las rodea, y es así como los minerales que las forman empie-

zan a experimentar una desintegración y descomposición química que dará como resultado nuevos minerales.

La meteorización puede ser de tres tipos: a) físico; b) por la acción de los organismos y c) químico:

a) Meteorización Física

La meteorización física es la encargada de realizar la desintegración mecánica de las rocas que facilita su erosión.

La mayoría de las rocas son porosas, no bien consolidadas y ceden con facilidad a la desintegración. Este tipo de meteorización actúa con intensidad en las zonas áridas y semiáridas y con menor intensidad en zonas templadas.

Dentro de los principales procesos de la meteorización física que inducen a la fragmentación de las rocas: se tiene por el cambio de temperatura (expansión térmica), la acción de las heladas y actividad biológica.

1. Cambio de Temperatura

Los cambios de temperatura conllevan a una dilatación y contracción alternada, que resulta de la mayor temperatura en el día y del enfriamiento por la noche. Esto origina esfuerzos internos, debido a los diferentes coeficientes de dilatación de los constituyentes de las rocas, lo que produce grietas y el rompimiento de las rocas en forma de lajas, escamación concéntrica, desintegración granular y disyunción esferoidal.

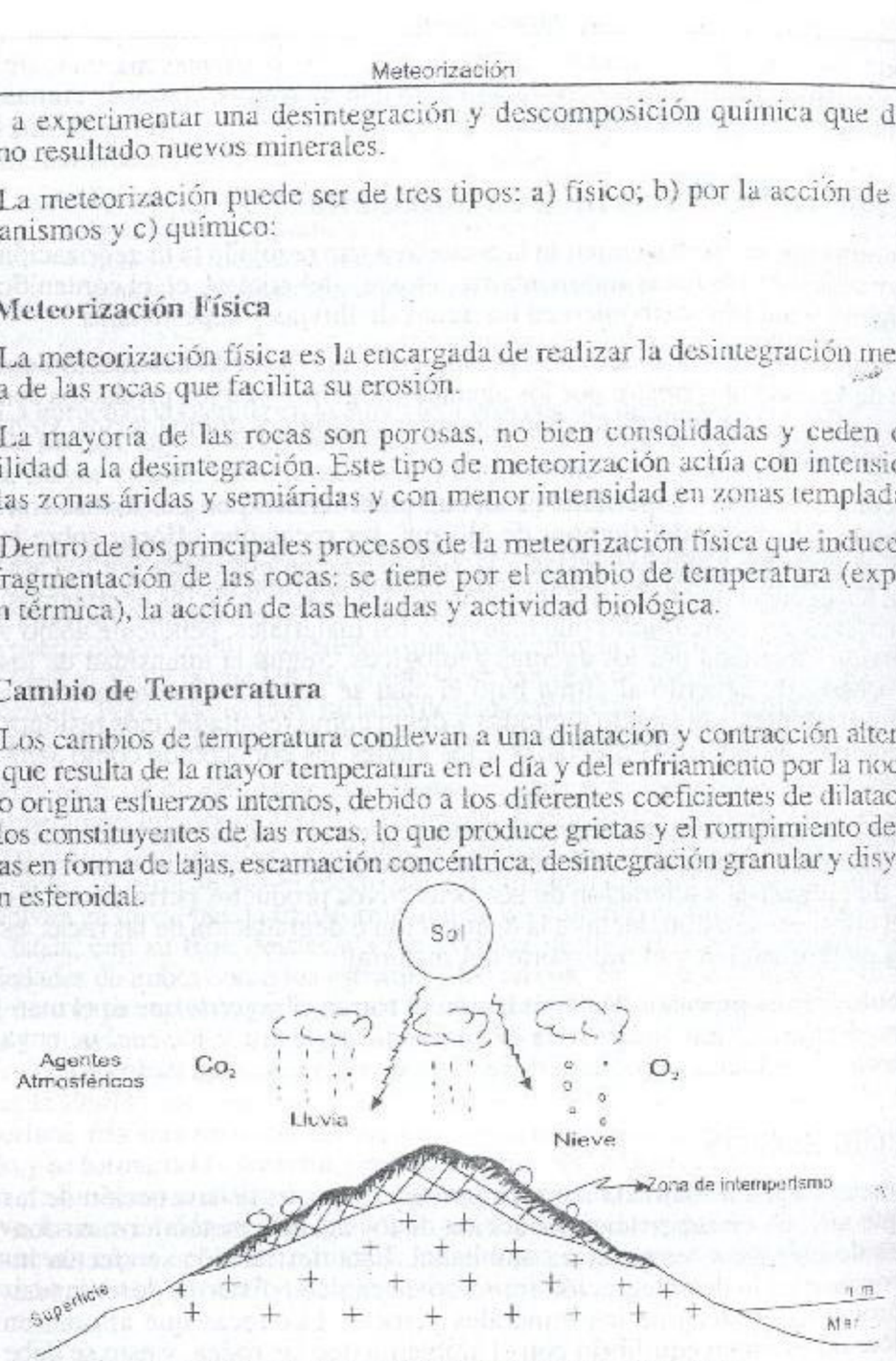


Fig. 6.1 Procesos de intemperismo y los agentes que lo producen

Las escamación concéntrica llamada *exfoliación catáfila*, consisten en la separación, en forma de delgadas escamas curvadas de la roca, semejando a una cebolla.

La disyunción esferoidal consiste en la alteración física de las rocas plutónicas, cuya característica principal es descascararse en forma de lámelas, lo que da como producto final fragmentos rocosos redondeados. Esta acción de la meteorización está ayudada por la presencia de diaclasas y fracturas en las rocas, y comienza su ataque en las intersecciones de dichas estructuras.

La desintegración granular es el proceso mediante el cual las rocas se desgastan en fragmentos granulares, que generalmente son elementos minerales componentes de las rocas.

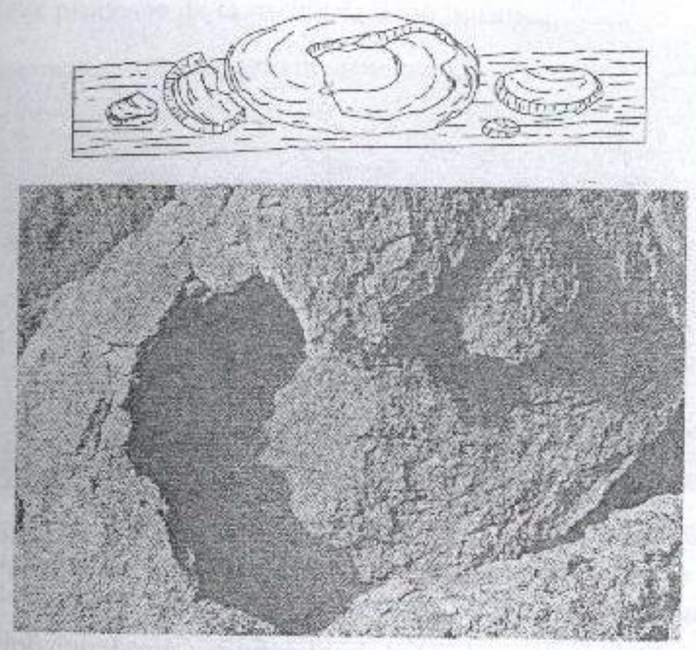


Fig.6.2 Exfoliación catáfila en roca granítica en los alrededores de Chala, Arequipa

Estos efectos producido en las rocas principalmente plutónicas, por los cambios de temperatura, se piensa que, esto ocurre, apoyado al menos en parte a la gran reducción de la presión de confinamiento que se produce cuando la roca que las cubrían es erosionada, el cuerpo comienza a expandirse y separarse en lajas en un proceso denominado descompresión, que a su vez forman fracturas conocidas como *diaclasas* de descompresión que permiten la penetración del agua hasta zonas profundas y así comienza el proceso de meteorización mucho antes que afloren en superficie.

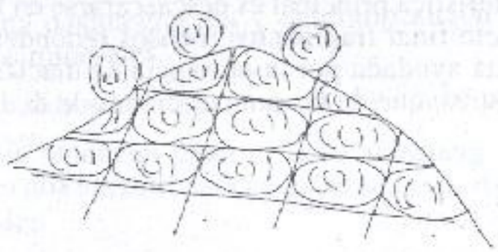


Fig.6.3 Disyunción esferoidal en los alrededores de Arequipa

2. Acción de las Heladas

El agua liquida tiene la propiedad de expandirse alrededor del 9% de su volumen, cuando se congela, debido a que las moléculas de agua en la estructura cristalina del hielo, están más separadas de los que están en el agua líquida. Como consecuencia, cuando el agua penetra en las rocas ya sea por gravedad o por tensión superficial, la congelación del agua en un espacio confinado como una grieta o fractura ejerce fuertes y continuas presiones sobre las paredes, actuando como una verdadera cuña dentro de la roca que ensanchan las aberturas y después de muchos ciclos de congelación y deshielo aumentan el fracturamiento de la roca, lo que hace más enérgico la meteorización. Este proceso se denomina "acción de cuña" o *gelifracción.*

b). Meteorización por Actividad Orgánica

Las actividades de los organismos que viven en la superficie terrestre, entre ellos las plantas, los animales excavadores y los seres humanos efectúan también meteorización física. El crecimiento de las plantas, que va acompañado de un aumento en la longitud y diámetro de las raíces así como del tronco de

las mismas, en búsqueda de sus nutrientes y agua penetran en las aberturas de las rocas ejerciendo presiones sobre las paredes produciendo el resquebrajamiento de ellas.

Asimismo, la actividad de los animales excavadores produce aflojamiento y mezcla de suelos. Los animales y plantas contribuyen de una manera importante en la formación de las rocas, gracias a ellos existe el carbón y el petróleo y la formación de los suelos. De un modo indirecto, son los responsables de gran parte de los fenómenos de la meteorización, pues ellos son los que regulan la cantidad total de oxígeno y anhídrido carbónico de la atmósfera, que a su vez producen los procesos de la meteorización química.

Fig.6.4 Desintegración granular, en el intrusivo de Cieneguilla, Lima, en el cual los minerales componentes de la roca se disgregan de acuerdo a su coeficiente de dilatación.

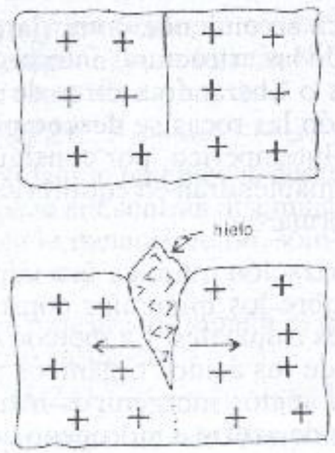


Fig. 6.5 Intemperismo por acción de las heladas: acción de cuña del hielo

Fig. 6.6 Intemperismo por acción orgánica en a) la acción de las raíces del árbol produce esfuerzos en su crecimiento fracturando y separando en bloques a la roca que afecta; en los alrededores de Cieneguilla en Lima, y b) la acción de crecimiento de las raíces produce destrucción de veredas en el malecón de Chorrillos.

c) Meteorización Química

La meteorización química se entiende como la descomposición de los componentes de las rocas y de las estructuras internas de los minerales, dando lugar a nuevos minerales o liberando a otros de su primitivo ambiente. Debido a esta descomposición las rocas se descomponen en sustancias que son estables en el ambiente intempérico, por consiguiente los productos de la meteorización química se mantendrán en equilibrio mientras no se modifique el ambiente en que se formaron.

Los agentes de la meteorización química son capaces de desarrollar un ataque intenso y efectivo sobre los minerales constituyentes de las rocas, especialmente en las regiones tropicales. La meteorización química se verifica por la acción del agua, de los ácidos orgánicos provenientes de la descomposición vegetal, de los ácidos inorgánicos resultantes de la unión de iones, por ejemplo, los iones de azufre e hidrógeno que forman el ácido sulfúrico, de la acción oxidante del hidrógeno, de la acción del anhidro carbónico, y de los cambios de temperatura sobre los constituyentes minerales de las rocas.

Desde luego, esta meteorización se desarrolla gracias a los cambios de temperatura, y la presencia de humedad que es necesaria para su acción eficaz. Este proceso es más intenso, rápido e importante en las regiones tropicales que en las frías, en las latitudes bajas que en las altas y en las regiones húmedas con clima templado.

Por tanto el proceso de la meteorización química depende de varios factores entre ellos el tamaño de las partículas, el clima y los rasgos químicos del material rocoso, como la composición mineral, la solubilidad y la presencia de fracturamiento.

Los procesos químicos que se suscitan durante la meteorización son varios y muy complejos; los principales son: hidratación, hidrólisis, oxidación, acción de los ácidos, disolución, formación de coloides o geles y reacciones de intercambio iónico. Estos procesos raramente actúan solos; más bien, actúan o se complementan entre ellos.

1. Oxidación

La oxidación es un proceso químico que se produce cuando el oxígeno se combina con el hierro para formar el óxido férrico. Las reacciones de oxidación son características de un ambiente con abundante oxígeno. Un ambiente acuoso es esencial para acelerar el proceso oxidante. Desde luego, los minerales más afectados por la oxidación son aquellos que contienen hierro o manganeso, de los cuales por descomposición, en presencia del oxígeno y agua, resultan los óxidos e hidróxidos. El oxígeno es el elemento químicamente más activo de la atmósfera; su papel está en los procesos biológicos, y es esencial para la vida, pero es secundario en la meteorización química de las rocas.

Existe un ejemplo muy conocido de oxidación en el cual se combina el hierro metálico con el oxígeno, para formar el óxido de hierro de color rojo, llamado *hematita*, cuya reacción es:

$$2FeS_2 + 4H_2O + 15/2\ O_2 \longrightarrow Fe_2O_3 + 4H_2SO_4$$

Como ejemplo de oxidación tenemos la descomposición de los sulfuros de hierro tan comunes y que se encuentran diseminados en muchas rocas, como la pirita (FeS2); después de la meteorización, sólo quedan en las rocas manchas rojizas, debido a la oxidación.

La siguiente reacción muestra los minerales originales y los productos finales: la hematita y el ácido sulfúrico.

$$2FeS_2 + 4H_2O + 15/2\ O_2 \longrightarrow Fe_2O_3 + 4H_2SO_4$$

La oxidación de otros minerales de hierro se representa en las siguientes ecuaciones:

$$FeS_2 + 7/2O_2 + H_2O \longrightarrow FeSO_4 + H_2SO_4$$

(pirita) (sulfato ferroso) (ácido sulfúrico)

$$2FeSO_4 + H_2SO_4 + 1/2O_2 \longrightarrow Fe_2(SO_4)_3 + H_2O$$
$$Fe_2(SO_4)_3 + 4H_2O \longrightarrow Fe_2O_3 \cdot nH_2O + 3\,H_2SO_4$$
(limonita)

La oxidación de la pirita, como se observa en las reacciones, produce un gran riesgo ambiental, al formarse el ácido sulfúrico y constituir las aguas ácidas que al llegar a los ríos atentan contra la vida de los organismos.

Este proceso químico es importante en la descomposición de los minerales ferromagnesianos de las rocas como el olivino, piroxenos, anfíboles y micas, el oxígeno se combina fácilmente con el hierro de estos minerales para formar óxidos férricos como la hematita y limonita, este proceso de oxidación se produce cuando estos silicatos se descomponen por hidrólisis con el cual liberan el hierro de su estructura.

2. Disolución

El agua es un agente muy activo y es capaz de disolver todos los minerales que constituyen las rocas, y su capacidad disolvente aumenta cuando contiene CO_2 en solución. En especial, este fenómeno se presenta principalmente en las rocas calcáreas, como las calizas, dolomías, sobre las cuales forman paisajes cársticos que dejan rasgos muy hermosos y peculiares tanto en superficie como en las cavernas subterráneas.

La disolución de las rocas se debe, en parte, a la gran solubilidad del carbonato de calcio ($CaCO_3$), en el agua pura. Si las aguas corrientes tanto superficiales como subterráneas contienen gas carbónico disuelto, éste hará más enérgica la acción del agua y desarrollará la siguiente reacción química:

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \longrightarrow Ca(CO_3H)_2 \text{ (sustancia soluble)}$$

A través de este proceso, el agua destruye las rocas de la corteza terrestre. Además de esta acción, el agua crea las condiciones para que actúen los otros agentes de la meteorización.

3. Carbonatación

Este proceso se desarrolla al efectuarse la combinación de los iones carbonato (CO_3^-) o de bicarbonato (HCO_3^-) con un material pétreo. El proceso de carbonatación en combinación con la disolución y la hidratación atacan fuertemente a las rocas preexistentes y en especial a ciertos minerales; por ejemplo, los feldespatos por acción de los procesos antes mencionados son alterados a minerales arcillosos.

Las rocas portadoras de calcio y magnesio son comúnmente meteorizadas por disolución como se ilustra en las reacciones siguientes. El agua disuelve o se combina con el CO_2 para formar el ácido carbónico:

$$2\,H_2O + 2CO_2 \longrightarrow H_2CO_3 + H+ + CO_3H^-$$

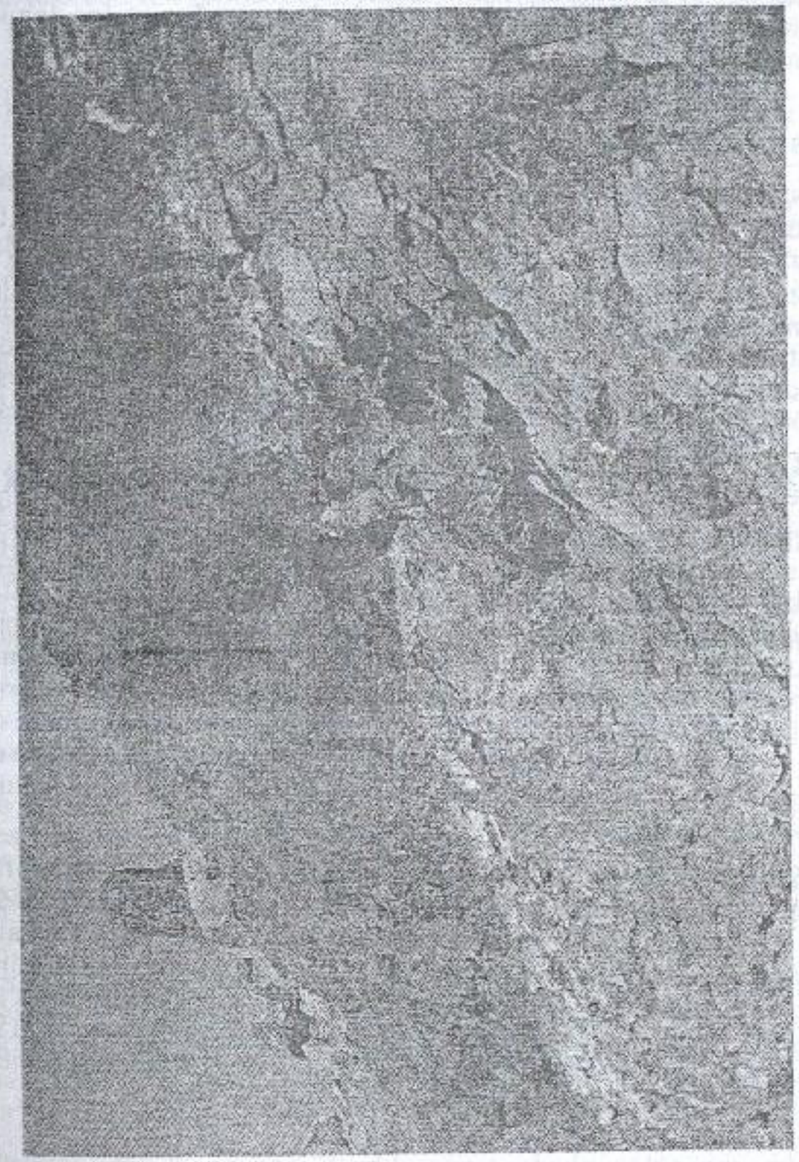


Fig. 6.7 Intemperismo químico por oxidación de rocas graníticas, nótese en la parte superior la zona rojiza de la alteración de los minerales ferromagnesianos de la roca, en las cerca-
nías de Chala.

Si el agua carbonatada reacciona con la dolomita, ésta puede ser disuelta para formar bicarbonatos relativamente solubles.

$$CaMg(CO_3)_2 + 2CO_2 + 2H_2O \text{ ----------> } Ca(HCO_3)_2 + Mg(HCO_3)_2$$

La acción del CO_2 sobre los silicatos complejos de las rocas, como los minerales máficos y los feldespatos, producen carbonatos de los metales alcalinos y alcalinotérreos que son solubles y fácilmente eliminados, la mayoría de los cuales son llevados en disolución hasta el mar.

4. Hidrólisis

Es el proceso mediante el cual los minerales asimilan el agua disociada, en forma iónica (OH^- y H^+). La hidrólisis es una reacción exotérmica (desprende calor) y también trae consigo aumento de volumen. Es uno de los procesos más importantes en la descomposición de las rocas, son los iones de hidrógeno los que atacan y sustituyen a otros iones positivos encontrados en la estructura del silicato, se destruye la disposición ordenada original de los átomos y se descompone el mineral. Así tenemos que el feldespato potásico u ortosa, por hidrólisis, produce arcillas complejas (caolín), sílice y carbonato de potasio.

$$2KAlSi_3O_8 + 2H_2O + CO_2 \text{ ----------> } Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4SiO_2 + K_2CO_3$$

En esta reacción el ión hidrógeno atacan y sustituye al ión potasio en la estructura del feldespato, alterando así la red cristalina. El resultado de esta reacción es la formación de las arcillas como la caolinita, que son muy estables en las condiciones de la superficie, por consiguiente, las arcillas son los principales componentes inorgánicos de los suelos Además en este proceso una vez retirado el potasio del feldespato se convierte en una sal soluble (carbonato) siendo transportada a los océanos, y la sílice formada es transportada como coloide y acabará precipitándose para formar sílex o entrará en la matriz de las rocas sedimentarias o absorbida y asimilada por organismo para formar su estructura ósea.

La hidrólisis trae como resultado 1) la pérdida de sílice, al comparar los materiales meteorizados con sus rocas originales, generalmente revelan pérdida de ácido silícico en el proceso de la meteorización, 2) la pérdida de álcalis, también ocurre debido a que los productos meteorizados revelan pérdida de calcio, magnesio, potasio y sodio, aunque hay excepciones en regiones áridas donde pueden acumularse, dando lugar a suelos salinos o alcalinos, y 3) forma nuevas sustancias, bien por modificación de materiales originales, o bien por resíntesis parcial de los productos de descomposición.

5. Hidratación

Es el proceso por medio del cual un mineral anhidro absorbe el agua y se combina químicamente con las moléculas minerales, para formar nuevos minerales hidratados. Es uno de los procesos, junto con la hidrólisis, considerado como el más importante en la descomposición de las rocas. La hidratación implica la incorporación de moléculas de agua en la estructura mineral.

Este proceso se expone mejor con la transformación de la anhidrita en yeso, según la siguiente reacción:

$$\underset{\text{Anhidrita}}{CaSO_4} + 2H_2O \text{ ----------> } \underset{\text{yeso}}{CaSO_4.2H_2O}$$

5. Ácidos Orgánicos

La presencia de vegetación acelera los procesos de meteorización, tanto por la producción de anhídrido carbónico en la respiración como suministrar materiales para el humus, incluyendo ácidos húmicos. También los vegetales, al morir y descomponerse, liberan materia orgánica, que, al combinarse con el agua, genera ácidos orgánicos, que de igual modo que los inorgánicos, pasan a formar parte de la composición de las aguas corrientes, lo que hace más enérgica su acción erosiva.

En los procesos químicos anteriores, de alteración de los minerales, precisamente una parte pasa a la condición de nuevos minerales y otra a formar parte de los líquidos que circulan sobre la superficie en forma de iones. De esta manera, de la descomposición de los sulfuros metálicos, por ejemplo, la pirita FeS_2, se libera el azufre, el cual al combinarse con el agua corriente forma el H_2SO_4; de tal modo, se forma el HCl al disociarse el NaCl.

6. Reacciones de Intercambio

Son aquellas por las cuales se logra un intercambio de cationes y de aniones. En el caso de los cationes, éstos son fácilmente absorbibles por las arcillas y los coloides orgánicos, porque los coloides negativos atraen iones Na^+. Cuando el NaCl se disuelve, otro catión como el K^+ puede reemplazar al Na+, para dar por sustitución el KCl.

Tanto en sedimentos ácidos como calcáreos, el Ca^{++} es el catión predominantemente sustituible. El intercambio catiónico es irreversible. Mientras las rocas sean más arcillosas, la capacidad de intercambio será mayor. De igual modo, la capacidad de intercambio será mayor en los suelos, mientras mayor sea la cantidad de arcillas y materia orgánica.

El intercambio de aniones ha sido comprobado en los minerales arcillosos, de tal manera que es más efectiva o aumenta este intercambio cuando baja la acidez, de forma inversa al intercambio de cationes.

POTENCIAL DE METEORIZACIÓN

La estabilidad de los principales minerales constituyentes de las rocas en la meteorización es distinta y aproximadamente inversa al orden de segregación magmática de dichos minerales de la masa fundida (Ley de Goldich, 1938). Esta tendencia de los minerales se conoce como *Potencial de Meteorización* en consecuencia ocurre en minerales que cuando mayor sea su temperatura de formación más alterable resultará el mineral. Puede decirse que las rocas básicas son más susceptibles a la meteorización que las rocas intermedias y éstas más susceptibles que las rocas ácidas.

Goldich (1938) propuso, el porqué los minerales, tales como el olivino y la plagioclasa cálcica en un basalto, por ejemplo, que cristalizan a más alta temperatura que otras fases mineralógicas comunes, son más susceptibles a la descomposición (que muchos otros minerales formadores de rocas ígneas comunes) cuando están expuestas a las condiciones de la superficie terrestre. También con respecto a las plagioclasas encontradas en las rocas ígneas las fases más cálcicas son más susceptibles de ser atacadas por la meteorización porque ellos están más allá de su campo de estabilidad con respecto a la temperatura de formación que las fases sódicas.

Los elementos Ca, Mg, y Na responden más rápidamente a la descomposición, seguido por el K y Al, todo el resto de los elementos mayores pueden ser solubilizados y llevados desde el lugar del ataque al sistema hidrológico inmediato.

METEORIZACIÓN DIFERENCIAL

Es el término que se aplica para las diversas velocidades con que actúa la meteorización, cuando algunas rocas en un área son más resistentes a la meteorización que otras. Esto depende de muchos factores, mencionados anteriormente, como la composición mineral, la solubilidad, el fracturamiento, el tamaño de las partículas de las rocas, lo que conlleva a que la velocidad de la meteorización sea de diferente ritmo. Como resultado de la meteorización diferencial y la acción de agentes geológicos se producen en las rocas afectadas, una serie de figuras que semejan a plantas, animales y humanos.

En el Perú existen en varias localidades donde se presentan estas figuras, entre las que destacan principalmente la Meseta de Marcahuasi y el Bosque de Piedras de Huayllay.

Meseta de Marcahuasi

La meseta de Marcahuasi, ubicada a 75 km al NE de Lima en las alturas del distrito de San Pedro de Casta, provincia de Huarochiri, es un lugar de interés turístico, por sus figuras labradas por la erosión y meteorización.

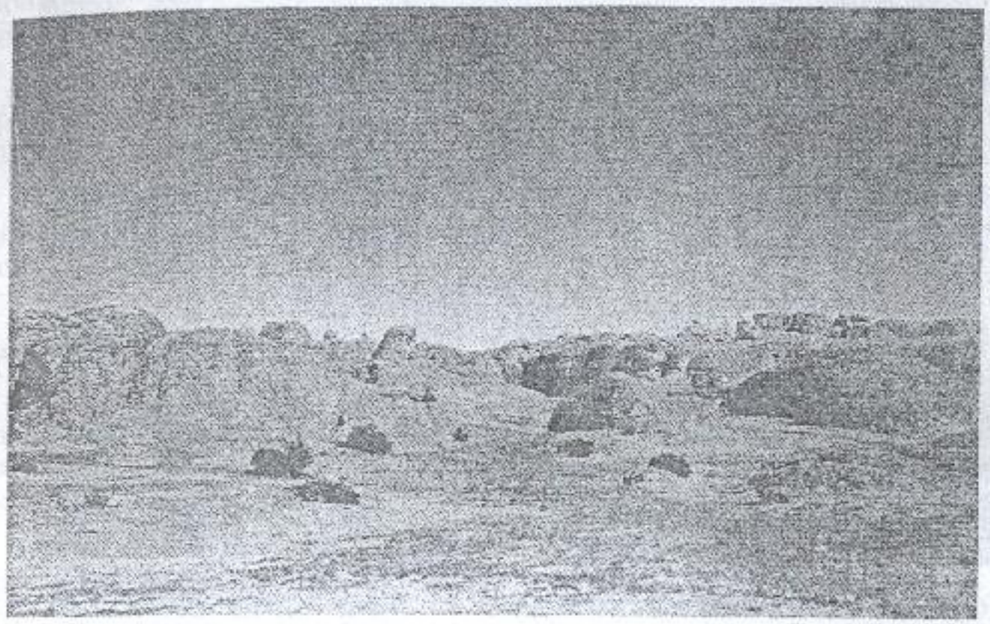


Fig 6.8: Vista panorámica de la Meseta Marcahuasi.

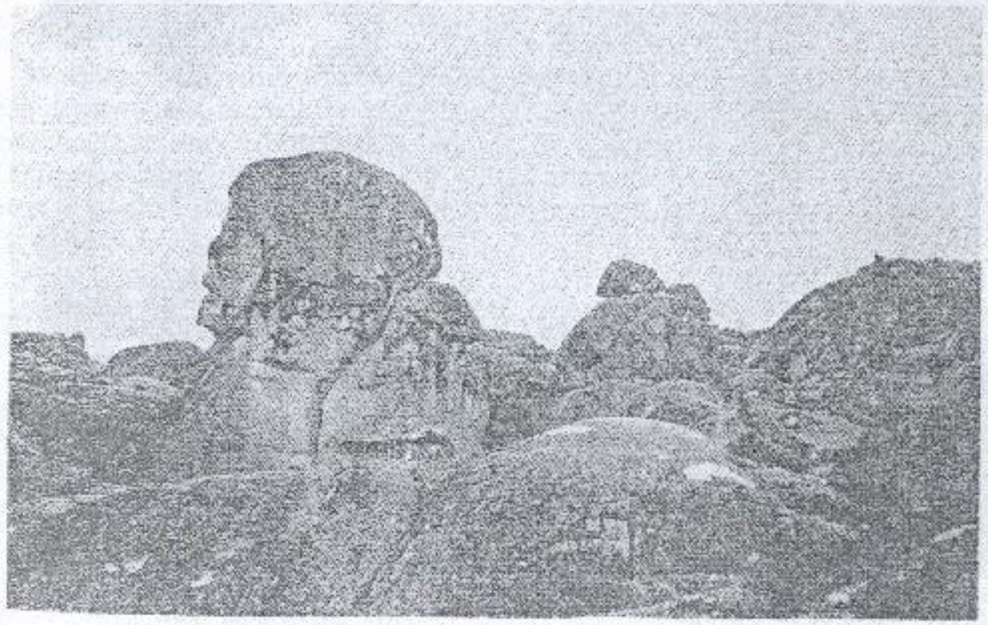


Fig.6.9: Vistas de formas antromórficas como el Monumento a la Humanidad.

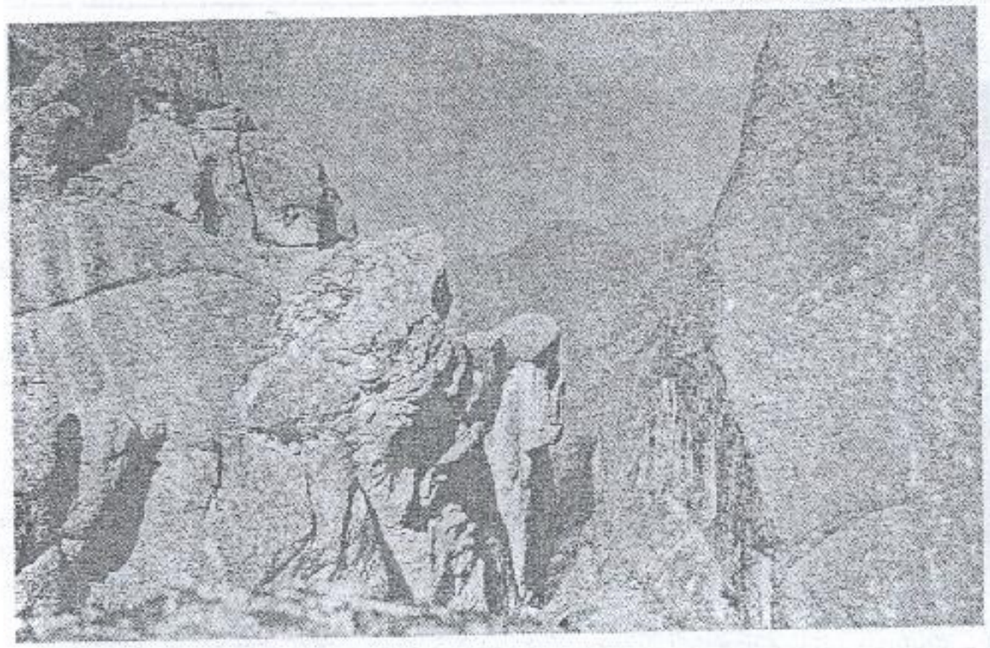


Fig.6.10: Vista del Faraón.

Fig.6.11: Vista de la Tortuga.

Las figuras expuestas muestran rasgos o características de modelos ocasionados por la acción glaciar, pluvial y fluvial que han afectado a las rocas volcánicas de naturaleza de tobas e ignimbritas riolíticas del Volcánico Huarochirí.

La acción glaciar se manifiesta por el modelado suave en las tobas donde se aprecian grietas y estrías que indican que el avance del glaciar y la acción fluvial ha disectado la superficie.

Destacan las figuras del Monumento a la Humanidad, el camello, la tortuga, el león, el profeta, el faraón, el alquimista, los amantes, la foca, el Curi, infiernillo, el rey, el felino, etc.

Bosque de Piedras de Huayllay

Actualmente conocido como Santuario Nacional de Huayllay, no sólo guarda un atractivo turístico por la variedad de figuras rocosas, pedestales, farallones, colinas con variadas siluetas, sino además presenta arte rupestre y restos arqueológicos.

El Bosque de Piedras se encuentra a 35 km de la ciudad de Cerro de Pasco en el distrito de Huayllay, provincia de Pasco.

Litológicamente, es un tufo dacítico a riodacítico porfirítico de carácter explosivo, blanco, friable y se encuentra en posición subhorizontal rellenando paleorelieves. Se asigna a esta estructura volcánica una edad de 6.2 a 5.2 millones de años (Plioceno)

Morfológicamente el área es ondulada y agreste, presenta disyunción columnar bien desarrollada, la cual fue atacada por la meteorización, lo que da un paisaje fantástico que semeja formas zoomorfas, antropomorfas, etc., formando más de 500 figuras caprichosas. Destacan la alpaca, el caracol, la cobra, el cóndor, el elefante, el lagarto, el murciélago, el saludo del oso pardo, el emperador, la corona del rey, el beso de los novios, etc.

PRODUCTOS FINALES DE LA METEORIZACIÓN

Tres productos inorgánicos básicos y un producto orgánico resultan de la desintegración y descomposición de los minerales silicatos y aluminosilicatos constituyentes de las rocas son:

1) **Productos detríticos,** que pueden ser erosionados y transportado a zonas de deposición sedimentaria final o temporal por la gravedad, agua, viento o glaciares; son minerales no afectados por las reacciones, como el zircón, cuarzo, magnetita, ilmenita, rutilo, granate, esfena, monacita, etc.
2) **Productos solubles,** que entran en el sistema hidrológico y se mantienen en forma soluble como las sales de K, Na, Ca, Mg, Fe^{+2}, los

Fig. 6.12: Bosque de Piedras de Huayllay, destacando las formas de los frailes, la mirada del Inca, el oso pardo. (Fotos UNDAC).

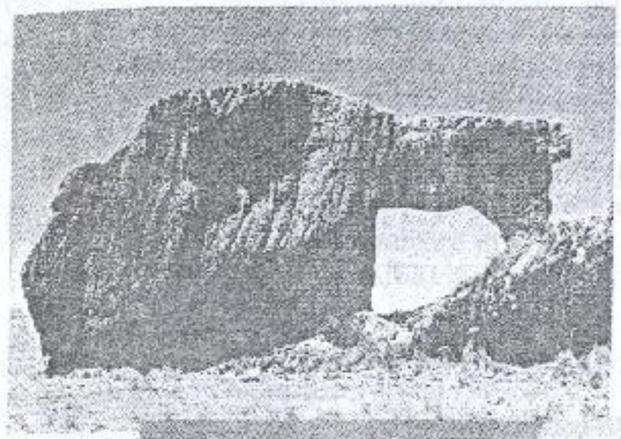


Fig. 6.13: Vista de la alpaca, elefante, el saludo del oso, en el Bosque de Piedra de Huayday. (Foto UNDAC).

cuales reaccionan químicamente para formar carbonatos, sulfatos, etc.

3) **Productos insolubles,** que también entran al sistema hidrológico como partículas en suspensión, se mantienen como coloides y reaccionan químicamente para formar masas coloidales, como sílice amorfa, Al_2O_3, Fe_2O_3, montmorillonita, illita, clorita, hematita, diáspora, pirolusita.
4) **Productos orgánicos,** que se forman por las reacciones orgánicas, ácidos orgánicos, sustancias húmicas, querógenos.

Estos cuatro componentes productos de la meteorización y de la erosión se desarrollan inicialmente como parte de un suelo residual conocido como *Regolito.*

PROCESOS EDAFOLÓGICOS

Edafología es el estudio de los suelos, en un aspecto, es una rama de la geología, puesto que se interesa por los estratos superficiales del regolito, en el cual acontecen la mayor parte de los procesos importantes de meteorización y denudación, en otro aspecto, es el estudio de las propiedades físicas y químicas de un complicado sistema coloidal y en un tercer aspecto, es el estudio de una flora y una fauna complejas en relación con su medio ambiente, el suelo. Estos tres aspectos están íntimamente ligados, puesto que un conocimiento de su origen y metamorfosis de los suelos implica la comprensión de la constitución del mismo, que están estrechamente relacionados con la microbiología del suelo.

Actualmente se considera a la Edafología como una rama independiente y tratada como una ciencia que se dedica al estudio de la génesis y constitución de los suelos y el desarrollo filosófico de clasificación. El avance más importante en la Edafología durante los últimos años ha sido reconocer el *perfil del suelo* como unidad básica de estudio.

Por ello es necesario mirar a la Edafología como integrada por dos grandes procesos, es decir, 1) los procesos de meteorización que dan origen al material original y 2) el desarrollo del perfil del suelo a partir del material original formado por la meteorización. Por ello es necesario abandonar el concepto de que la edafología se confina solo a las profundidades alcanzadas por las raíces de las plantas y sujetas a la labranza por el cultivador.

Suelo

El suelo es el resultado de la alteración superficial de las rocas, como consecuencia de la acción sobre ellas de procesos físicos, químicos y biológicos. El suelo es una mezcla de materiales parcialmente descompuestos y de minerales inorgánicos.

En la formación de un suelo intervienen diversos factores, físicos o mecánicos, que es la desintegración de las rocas; y químicos, que es la descomposición de los materiales como consecuencia de reacciones químicas; estos factores físico-químicos, constituyen realmente el proceso de la meteorización. Los factores biológicos incluyen la acción de los organismos que viven en él: bacterias, hongos, plantas y todos los animales que viven allí, principalmente gusanos.

Composición de los Suelos

Considerando al suelo como un material sus componentes esenciales son:

Por una *fracción inorgánica o mineral*, resultante de la alteración físico-química de la roca, en cierto modo refleja la composición del substrato pero puede presentar diferencias si existen materiales que hayan sido arrastrados hasta allí y mezclados con los existentes y esta constituida por partículas de diversos tamaños desde cantos, gravas hasta partículas submicroscópicas de arcilla que viene a ser el resultado de la meteorización química principalmente de la hidrólisis, que le confiere a los suelos propiedades como la plasticidad y la cohesión.

La *fracción orgánica* formada por residuos de la vegetación natural. Está presente principalmente en forma de material amorfo de color oscuro o humus, resultante de la acción de las plantas y animales, está compuesta por materia orgánica en descomposición, en su mayor parte de materia vegetal en la que se puede reconocer fragmentos de restos de plantas no descompuestas: hojas, tallos, raíces y semillas, pero el 60 al 90 % de la materia orgánica de los suelos se encuentra en estado húmico y de su proporción depende la calidad del suelo, además de ser fuente importante de nutrientes vegetales, el humus potencia la capacidad del suelo para retener el agua.

Agua del suelo, que contiene sustancias o nutrientes en solución coloidal o en verdadera solución. El constituyente coloidal se presenta comúnmente en películas, capas o agregados independientes, esta materia está constituida por minerales insolubles. Los componentes en solución son las sales que están totalmente disociadas en sus iones componentes como calcio, magnesio, potasio. Además de proporcionar la humedad para activar las reacciones químicas, también proporciona los nutrientes a las plantas

El aire del suelo, ocupa los espacios porosos no rellenos de agua y es la fuente del oxígeno y del dióxido carbónico también son necesarios para las plantas, por tanto es dependiente y su composición varía para un mismo suelo. Los principales aspectos por los que difiere de la atmósfera libre son: a) contiene una proporción de anhídrido carbónico mucho mayor, b) está saturado con vapor de agua excepto en suelos de aire seco y c) contiene menos oxígeno y nitrógeno. Las proporciones más altas de anhídrido

carbónico se han hallado en suelos ricos en materia orgánica, tanto por la descomposición biológica, como por la respiración de las raíces de las plantas constituyen el principal medio, que a su vez es agotado por la fotosíntesis y regenerado en la atmósfera.

Estructura de los Suelos

Los factores que intervienen en la formación del suelo actúan desde la superficie hacia abajo, debido a ello las variaciones de composición, color, estructura, textura varían gradualmente hacia abajo. Estas diferencias que se acentúan con el tiempo, dividen al suelo en zonas, capas u horizontes. En los suelos se distinguen cinco zonas muy marcadas, también llamadas «horizontes», que cubren el perfil desde la superficie hasta la roca firme sin alterar, reciben la designación de «O», «A», «E», « B» «C» que son comunes en climas templados y que varían de un ambiente a otro tanto en características como en extensión del horizonte.

El horizonte «O», en la parte superficial es de color oscuro a negro, debido a la gran cantidad de materia orgánica reconocible como hojas sueltas y otros restos orgánicos, debajo una capa de color negro constituida de humus que es el resultado de la descomposición total de la materia vegetal, además este horizonte contiene a la vida microscópica como hongos, bacterias, algas, que proporcionan el oxígeno, bióxido de carbono, los ácidos orgánicos propicios para el desarrollo del suelo. Este horizonte no esta desarrollado en los suelos de regiones desérticas y en las lateritas.

El horizonte «A», es el horizonte mineral más superficial, formado por partículas finas de arena y arcilla y algo de humus, que las aguas de lluvia al penetrar, arrastran hacia abajo los compuestos coloidales y sales solubles, a este proceso de lavado se denomina *eluviación,* debido a este empobrecimiento de las sustancias, a este horizonte se le llama *zona de lixiviación.*

El horizonte «E» se encuentra por debajo del horizonte A, es de color claro y no contiene materia orgánica

Horizonte «B». Es la llamada zona de deposición. Es el nivel intermedio del suelo y tiene un grosor variable. Su color es claro a pardo rojizo o amarillento, debido a la presencia de óxido de hierro y a la ausencia de humus. La presencia de la alúmina coloidal le da un aspecto poroso y plástico. En este horizonte suele precipitar el carbonato de calcio, formando costras que se denominan «caliche».

Horizonte «C». Es más profundo y corresponde a una zona transicional a la roca madre que da origen al suelo y forma el substrato. Está formado en su mayor parte por abundante material suelto, embebido en una matriz de arena y arcilla que termina cuando comienza la roca firme o roca madre.

Tanto al horizonte «O» y «A», constituye la denominada capa superficial del suelo, el horizonte B la capa subsuperficial. Los horizontes O, A, E, B juntos constituyen el solum o suelos verdadero.

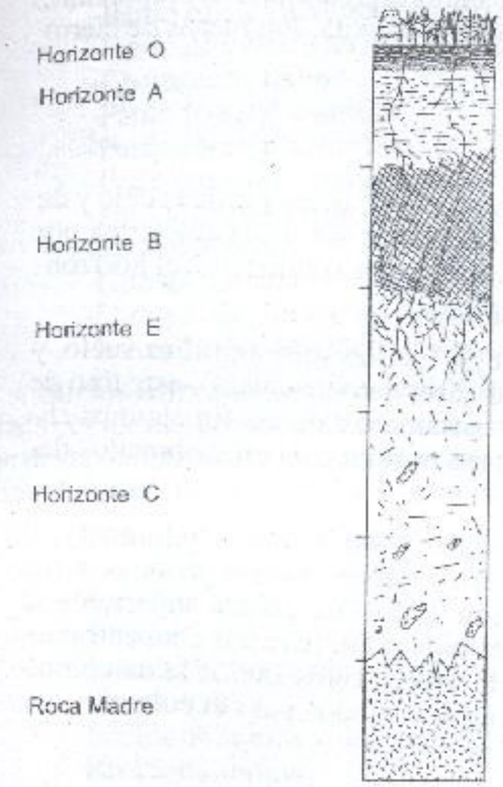


Fig. 6.14 Perfil típico de un suelo

Tipos de Suelos

Se pueden efectuar distintas clasificaciones de los suelos atendiendo a diversos factores sin embargo, y teniendo en cuenta que es el clima el factor más importante en la formación y maduración del suelo, suscribimos esta clasificación:

Podzoles. Son suelos desarrollados en climas húmedos y fríos, de composición generalmente arenosa y ácida, con abundante cantidad de humus en el horizonte «A», lo que le da un color oscuro o negro. El horizonte «B» es de color gris debido a la presencia de materiales coloidales que son arrastrados a las partes más profundas, dando una consistencia de zona endurecida.

Chernozem. Es parecido al anterior; se desarrolla en climas húmedos y templados, y en el horizonte «A» existe también gran cantidad de humus; su color es pardo amarillento por la presencia de óxido de hierro. El horizonte «B» es de color gris pardo, con depósitos de carbonato cálcico.

Lateritas. Se desarrollan en las regiones tropicales, con clima cálido y lluvioso, y se caracterizan por la ausencia de humus. En este tipo especial de suelo, falta completamente el horizonte «A», y está muy desarrollado el horizonte «B», donde se fijan en gran proporción los óxidos de hierro y con presencia de alúmina, que le dan el color rojo muy característico. Cuando la alúmina predomina en proporción, se le conoce como *bauxita*. Tanto la laterita como la bauxita, son menas de hierro y aluminio respectivamente.

Otra clasificación de los suelos

Pedalfero.- Este término deriva del griego "pedon" que significa suelo y de los símbolos del aluminio (Al) y del hierro (Fe). Este suelo se caracteriza por una acumulación de óxidos de hierro y arcillas ricas en aluminio en el horizonte B, que son transportados desde el horizonte E.

Pedocal.- Este término se deriva del griego "pedon" que significa suelo, y de las tres primeras letras de la calcita (cal o carbonato de calcio), este tipo de suelo se caracteriza por la acumulación del carbonato cálcico. En algunos climas áridos o semiáridos puede haber una capa enriquecida en carbonatos denominado "caliche".

Laterita.- Este tipo de suelo se desarrolla en climas cálidos y húmedos y debido a la intensa meteorización química, éstos suelen ser más profundos que otros tipos de suelos. Debido a la lixiviación de los horizontes superiores se transportan materiales solubles que luego se precipitan para dar concentraciones de hierro y aluminio, la presencia del hierro en estos suelos le da coloración rojiza, y hacen que estos suelos no sean apropiados para el cultivo.

Los Suelos en el Perú

Los suelos en el Perú presentan una enorme variabilidad de características y fisonomías, probablemente tan amplia como en ningún otro país del mundo. Existe dentro del territorio cientos de tipos de suelos como producto de la interacción compleja y variable de las condiciones climáticas, geológicas, topográficas y biológicas.

El Instituto Nacional de Recursos Naturales (INRENA), clasifica los suelos en el Perú, de acuerdo con la clasificación establecida mundialmente, en tres grandes órdenes de suelos:

Suelos Zonales. Son aquellos que reflejan la acción directa del clima y de la vegetación. Este orden edáfico se encuentra representado en el Perú, tentativamente, por dieciséis grandes formaciones edáficas o grandes grupos de suelos:

-Páramo andino (incluye andosoles)
-Rojo desértico, pardo (desértico y semidesértico)

-Pardo rojizo desértico
-Pradera rojiza cálcica (castaño rojizo)
-Pradera rojiza no cálcica andina (Brunizem)
-Pardo cálcica andino (castaño)
-Pardo no cálcico andino (Brunizem mayormente)
-Chernozem andino
-Pardo forestal eutrófico
-Pardo forestal distrófico
-Podzólicos rojo-amarillos
-Pardo rojizo lateríticos
-Podzol tropical
-Latosol húmico
-Latosol bajo húmico o subhúmico
-Latosol amarillo (incluye rojo-amarillo)

Suelos Intrazonales. Son aquellos que reflejan la acción modificadora de los factores locales como son las características especiales del material madre o drenaje desfavorable, regulado por una topografía plana. Este orden edáfico se encuentra representado en el Perú por ocho grandes grupos de suelos:

-Solonchak (suelos salinos)
-Solonetz (suelos alcalinos)
-Gley húmico
-Litosol
-Laterita hidromórfica
-Grumosoles
-Suelos de ceniza volcánica
-Rendzina andina

Suelos Azonales. Son aquellos que no reflejan la influencia de los factores pedogenéticos. Este orden edáfico se encuentra representado en el Perú por tres grandes grupos de suelos:

-Aluviales (costeños, andinos y forestales)
-Litosoles (desérticos, andinos y forestales)
-Regosoles

El conocimiento que se tiene en el país sobre el recurso de los suelos es aún muy limitado; en este sentido, el Perú requiere de investigaciones y estudios más profundos en materia de caracterización de los grupos edáficos, tanto en sus aspectos genéticos como morfológicos.

Fig. 6.15 Vista de la estructura de un suelo.

Capítulo VII

ROCAS SEDIMENTARIAS

Todas las rocas que afloran sobre la superficie terrestre están expuestas a los ataques de los agentes meteóricos y a la acción de los organismos. Esto altera a las rocas preexistentes, lo que deja como resultado materiales residuales y fragmentos de rocas inconsolidadas, a los cuales se les conoce como *sedimentos*. Éstos materiales en forma de partículas sólidas, en suspensión y en solución se depositan en cuencas sedimentarias, a temperaturas y presiones ordinarias, y que, por los procesos de la litificación y la diagénesis, que se efectúa en los fondos marinos, lagos, etc, se convierten en rocas endurecidas llamadas *rocas sedimentarias*. Por tanto, los productos de la meteorización mecánica y química constituyen la materia prima para este tipo de roca.

El estudio de estas rocas tiene gran importancia por las siguientes razones: las tres cuartas partes de la superficie terrestre están cubiertas por estas rocas; por ser receptáculo, en la mayoría de los casos, de petróleo, gas natural, carbón y minerales, además de numerosos materiales esenciales para la industria de la construcción, y por su contenido de restos fósiles, herramientas esenciales y vitales para el estudio del pasado geológico, por tanto, es fundamental este grupo de rocas a partir de las cuales permiten reconstruir los detalles de la historia de la Tierra.

PROCESOS DE FORMACIÓN

Las rocas sedimentarias, proviene de la palabra latina *sedimentum*, que hace referencia al material sólido que se deposita a partir de un fluido, ya sea el agua o viento. El proceso sedimentario pasa por varias etapas de acuerdo al ciclo geológico:

1- **Meteorización.** Llamado también *intemperismo*, son cambios físico-químicos, que desintegran y descomponen las rocas preexistentes in situ, lo que forma un material suelto inicial que cubre toda la superficie terrestre, conocido como *regolito*.
2. **Erosión.** Los agentes geológicos externos como los ríos, mares, glaciares, agua subterráneas, viento van destruyendo las rocas frescas o alteradas, y les arranca de su posición primitiva, por medio de sus acciones erosivas.

3 **Transporte.** Los mismos agentes geológicos transportan los materiales hacia otros lugares, principalmente a las cuencas de sedimentación. Los sedimentos pasan por una serie de procesos físico-químicos, mediante los cuales van adquiriendo características de selección, de tamaño, redondeamiento, disolución y alteraciones, hasta su deposición.

4. **Deposición.** El destino final del material erosionado y transportado es el mar u otra cuenca; dicho material puede temporalmente depositarse sobre tierra firme, esto conduce a una distinción entre los depósitos continentales y marinos. La deposición puede ser mecánica o química, ya sea si afecta las partículas sólidas o las sustancias que son transportadas en solución. El material que es transportado en suspensión se deposita por medio de la decantación, y el material en solución puede depositarse en tierra o en el mar por procesos físico-químicos como la evaporación y la precipitación química o biológica.

5. **Litificación**. El proceso de conversión de los sedimentos en rocas sedimentarias se conoce como *litificación*. La *diagénesis* es un término general para todos los procesos durante la deposición y el entierro de los sedimentos y se puede definir como aquellos cambios físico-químicos que tienen lugar en un sedimento a temperatura y presión baja, sin que intervenga el movimiento de la corteza terrestre directamente. Los procesos diagenéticos alteran la textura, estructura y mineralogía de los sedimentos y ayuda a la formación de rocas endurecidas. Además es un proceso constructivo porque da lugar a la formación de nueva corteza. (petrogénesis).

Los mayores procesos diagenéticos se pueden agrupar en cinco categorías: oxidación-reducción, autigénesis, cementación, difusión y compactación:

a) **Oxidación-reducción.**- Estos procesos se producen en forma simultánea y ambos se verifican contemporáneamente. Dan lugar a minerales importantes por el proceso de la reducción anaeróbica (ambiente sin oxígeno) a la pirita y la marcasita que se forman a partir de sulfuros inestables precipitado por reacciones entre el azufre disuelto por la acción bacterial de los sulfatos y los minerales de hierro detrítico. La calcita se forma indirectamente como resultado de las reacciones de este tipo.

b) **Autigénesis.**- Es el crecimiento de minerales en un sedimento e incluye tanto el crecimiento de los minerales presentes como la formación de nuevos minerales, como ejemplo es el desarrollo del intercrecimiento de cuarzo debido a la sobresaturación de sílice amorfa producto de la disolución de diatomeas y radiolarios. Se presume que las capas de chert se formaron por este proceso a partir de los remanentes orgánicos silíceos.

c) **Compactación.**- Cuando el sedimento se acumula consiste de partículas sólidas y espacios intersticiales, que son los vacíos entre los

granos. Si el sedimento se sepulta, la compactación, que resulta de la presión ejercida por el peso de los sedimentos suprayacentes, que reduce la cantidad del espacio intersticial y por ende, el volumen del depósito.

d) **Difusión**.- Este proceso da lugar a las segregaciones de sustancias o materiales que originan la formación de concreciones, nódulos, capas. Generalmente el material que sufre difusión es el constituyente menor del sedimento, que como un ejemplo son los nódulos de chert en calizas.

e) **Cementación**.- Es el proceso más importante mediante el cual los sedimentos se convierten en rocas sedimentarias. Los materiales cementantes son transportados en solución por el agua que circula entre los espacios intersticiales, y en un tiempo éstos precipitan sobre los granos del sedimento, llena los espacios vacíos y une las partículas. La calcita, la sílice y el óxido de hierro son los cementantes más comunes.

La mayoría de las rocas sedimentarias sufre la litificación por medio de la compactación y la cementación, sin embargo, ciertas rocas sedimentarias químicas, como las evaporitas, se forman inicialmente como masas sólidas de cristales intercrecidos. Así mismo los sedimentos sueltos que consisten de restos esqueléticos calcáreos, con el tiempo y el enterramiento pueden recristalizarse formando una caliza cristalina relativamente densa.

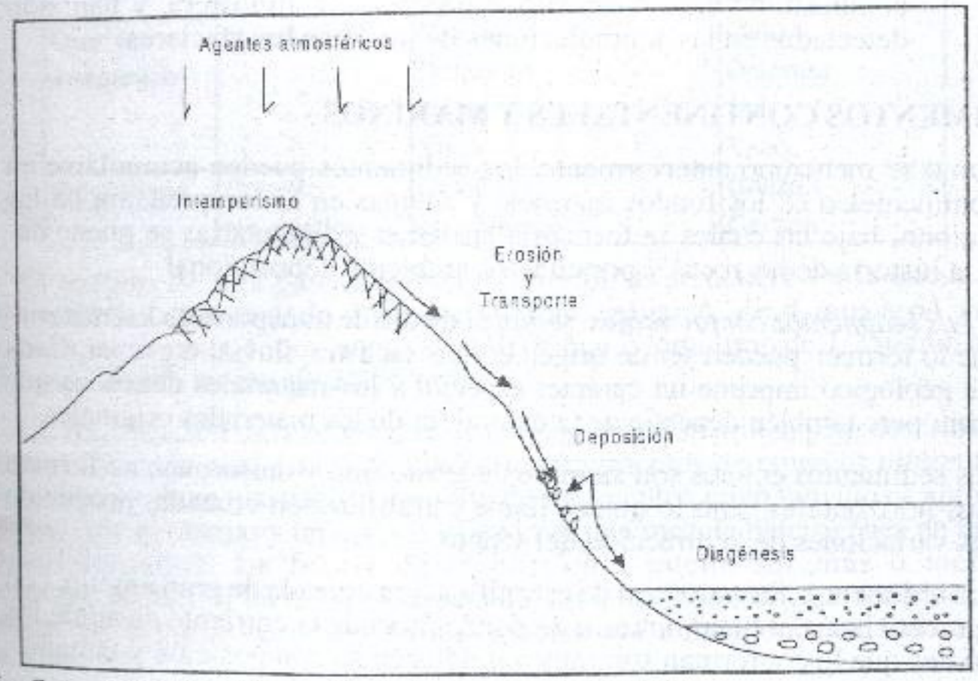


Fig. 7.1. Proceso de formación de las rocas sedimentarias.

ORIGEN DE LOS COMPONENTES

Los materiales componentes de los sedimentos, de acuerdo con su origen, se pueden clasificar:

1. **Terrígenos.** Son los productos de la denudación que ocurre en los continentes tales como gravas, arenas, fangos, arcillas, además de sales, carbonatos, etc.
2. **Orgánicos**. Son aquellos formados por constituyentes que fueron extraídos por la actividad de animales y plantas que usan la materia inorgánica para formar sus estructuras protectoras y de soporte: caparazones, huesos, etc.; éstas contienen cantidades variables de carbonatos de calcio, sílice, magnesio, etc.
3. **Volcánicos.** Comprende los materiales arrojados por los volcanes y depositados en tierra o en el mar, y constan de polvo fino, ceniza, arena, escoria, etc.
4. **Magmático**. Son muy pocos, están representados por sustancias disueltas que fueron transportadas desde las profundidades unidas a cámaras magmáticas y que alcanzan la superficie por medio de chorros de agua caliente o geyser y depositadas en tierra, como la geyserita.
5. **Meteóricos o Extraterrestres.** Los materiales de este grupo comprenden la forma, de polvo cósmico producido por la oxidación o combustión de un meteorito al atravesar la atmósfera, y han sido detectados en las acumulaciones de nieve en los glaciares.

SEDIMENTOS CONTINENTALES Y MARINOS

Como se mencionó anteriormente, los sedimentos pueden acumularse en los continentes o en los fondos marinos. y además en la comprensión de las condiciones bajo las cuales se formaron las rocas sedimentarias se puede deducir la historia de las rocas y por ende su ambiente deposicional.

a) *Los sedimentos continentales*, según el medio de transporte de los materiales que lo forman, pueden ser de origen eólico, lacustre, fluvial o glaciar. Cada agente geológico imprime un carácter especial a los materiales detríticos que originan; pero también depende de la naturaleza de los materiales originales.

Los sedimentos eólicos son siempre de grano fino y uniformes; no forman estratos horizontales, sino lo que se llama estratificación cruzada, producida por las variaciones de la dirección del viento.

Los sedimentos fluviales son de estratificación cruzada de gran ángulo, con cruzamiento hacia el lugar opuesto de donde procede la corriente de agua; los materiales que lo conforman son muy variados en su composición y tamaño.

Los sedimentos glaciares suelen ser de tamaños muy grandes y angulosos por la falta de transporte, ya que van englobados en el hielo y depositados en las morrenas.

b) *Los sedimentos marinos* son distintos, según la profundidad en la que se depositaron; en las zonas costeras o litorales, son principalmente variables, de gruesos a finos, y su tamaño depende de la naturaleza de las rocas de la costa y del menor o mayor oleaje. En la zona batial, los sedimentos son de la misma composición del litoral, pero mucho más finos. Por último, en las grandes profundidades, se encuentran sedimentos muy finos de aspecto de barro pardusco.

CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

Las rocas sedimentarias se han clasificado atendiendo principalmente a su origen: pueden ser detríticas, químicas y bioquímicas. De acuerdo con su textura; pueden ser de tipo clástico y no-clástico; se clasifican también por su composición o tamaño de grano.

TABLA 6.1: ROCAS SEDIMENTARIAS

Origen	Textura	Tamaño de grano o Composición	Nombre
Detrítico	Clástico	Cantos, gravas	Conglomerado
		Arena	Arenisca
		Limo	Limolita
		arcilla	Lutita
Químico inorgánico	No clástico	Calcita	Caliza
		Dolomita	Dolomia
		Halita	Sal
		Yeso	Yeso
Bioquímico	Clástico	Calcita	Caliza
	No clástico	organismo	Carbón

El tamaño de una partícula puede describirse de acuerdo a la escala de Wentworth: canto rodado más de 64 mm, guijarro, de 4 mm a 64 mm, gránulo,.de 2 mm a 4 mm, arena, de 1/16 mm a 2 mm, limo de 1/256 mm a 1/16 mm y arcilla menos de 2/256 mm.

La clasificación es la propiedad de la textura que se utiliza para describir la proporción en la cual están mezclados los fragmentos de tamaños diferentes, un sedimento bien clasificado consiste de fragmentos cuyo tamaño es aproximadamente el mismo y un mal clasificado es una mezcla heterogénea de diferentes tamaños. La forma de la partícula puede ser más o menos equidimensional, o bien, larga, aplanada, tabular, laminada. La redondez de una partícula puede ser descrita como redondeada, sub redondeada, sub angular y angular.

Rocas Detríticas o Clásticas

Están formadas por sedimentos resultantes de la desintegración o destrucción mecánica de las rocas preexistentes, que estuvieron situadas en diferentes lugares, habiendo sido transportadas hasta el lugar en que se encuentran actualmente. Estos sedimentos pueden ser grava, cantos rodados, arenas y arcillas, que al ser litificados, dan lugar a los conglomerados, areniscas y lutitas.

Mineralógicamente, su composición puede ser muy variada, ya que en su formación intervienen todos los materiales que componen la superficie terrestre; sin embargo, el mineral predominante es el cuarzo, por su dureza y por ser el más resistente a los procesos del intemperismo.

Tamaño de los fragmentos constituyentes

Los cantos gruesos, cantos rodados, guijarros y gravas, cuyos diámetros son superiores a 2 mm; cuando éstos están cementados, se denominan *conglomerados*.

Las arenas, cuyo diámetro varía entre 1/16 a 2 mm; si están cementadas, se llaman *areniscas*.

Los limos, cuando sus partículas están comprendidas entre 1/16 y 1/256 mm de diámetro, conforman las *limolitas*.

Las arcillas tienen diámetros menores de 1/256 mm; cementadas, dan lugar a las *lutitas*.

Rocas No Clásticas

Estas rocas se derivan principalmente de la descomposición química de las rocas preexistentes, y cuyos materiales resultantes son transportados en forma de solución, que luego por cambios fisicoquímicos del ambiente se precipitan por acción química o bioquímica.

Estas rocas son más difíciles de clasificar debido a que difieren en textura, composición y condiciones en su deposición.

a) Sedimentos de Precipitación Química

Estos sedimentos se forman por la precipitación de elementos o sales disueltas en el agua de la cuenca de sedimentación. Las causas de la precipitación pueden ser muy variadas: cambios en el pH, cambios en la temperatura, saturación, etc.

Cuando los sedimentos se precipitan en el fondo del mar, los granos usualmente crecen en forma entrelazada, lo que produce la textura cristalina. Estos

cristales entrelazados son la causa primaria de la litificación para muchas de las rocas sedimentarias químicas.

Muchos de los compuestos químicos transportados en solución son ligeramente solubles en el agua, de tal manera que los cambios en la química del agua por alteraciones de temperatura, pérdida de CO_2 o mezcla de dos masas de agua con diferentes disolventes químicos, puede iniciar la precipitación de un sedimento químico.

Algunos compuestos químicos ($NaCl$, $MgCl_2$) son tan solubles, que ellos, a causa de la precipitación, se concentran; sólo cuando el agua es evaporada, estos sedimentos son llamados *evaporitas*.

Las rocas que destacan de este tipo de precipitación química son las calizas, con sus variedades como la tiza, tufa, marga, travertinos, dolomía, minerales ferríferos, las silíceas y las evaporitas.

b) Sedimentos de Precipitación Bioquímica

Muchos organismos para formar sus esqueletos y caparazones protectores, extraen del agua de mar el carbonato de calcio y la sílice que después de su muerte es depositado en el fondo marino. Estos materiales sedimentarios se desarrollan desde concentraciones inusuales de remanentes orgánicos, tales como tierras diatomáceas, depósitos de arrecifes de corales y algas, y carbón. El petróleo y el gas natural también son de origen orgánico y ocurren en los espacios porosos de las rocas sedimentarias.

PRINCIPALES ROCAS SEDIMENTARIAS

Rocas sedimentarias detríticas

Conglomerados. Son rocas constituidas por la consolidación y cementación de fragmentos gruesos de cualquier origen.

Si son de fragmentos lisos y redondeados se denominan *pudingas*, y cuando son angulosos e irregulares se llaman *brechas*, y aquellos formados por una mezcla de fragmentos muy desiguales de origen glaciar se conocen como *tillitas*.

Areniscas. Resultan de la cementación de las arenas. Los minerales predominantes en su formación son el cuarzo y los feldespatos. En muchas areniscas el cuarzo constituye prácticamente la totalidad de la roca, su cementación es silícea, arcillosa o calcárea. Sus variedades más importantes son:

Arenita de cuarzo. Compuesta casi exclusivamente de cuarzo y cemento silíceo o arcilloso.

Arcosas. Se diferencian de las anteriores por su contenido de feldespatos (25%), su cemento suele ser calcáreo.

Grauvacas. Están constituidas por abundancia de fragmentos de rocas preexistentes, partículas de cuarzo, feldespatos, micas, unidas por un cemento arcilloso. Algunas contienen cantidades de minerales de hierro y magnesio.

Limolitas. Rocas compuestas de limo endurecido. La variedad más importante es el *loess*, de origen eólico, formado por el polvo arrastrado por el viento a grandes distancias, a zonas húmedas y lluviosas donde se forman depósitos de tierra porosa, lo que constituye un excelente terreno cultivable.

Lutitas. Formadas por minerales de arcillas de grano fino. Mineralógicamente están formadas por silicatos alumínicos hidratados, de estructura laminar y es el resultado de la alteración de otras rocas preexistentes, ricas en minerales alumínicos. Algunas veces, debido a la pequeñez de las partículas, se encuentran en estado coloidal que, al sedimentar, arrastran con ellas muchos minerales presentes en el medio, por lo que raramente son puras, y ocasionan rocas de gran complejidad mineralógica; en consecuencia, para su análisis hay que emplear el método de difracción de rayos X o el microscopio electrónico.

Rocas sedimentarias químicas y bioquímicas

Calizas. Son rocas que están constituidas esencialmente por $CaCO_3$. Su origen bien puede ser orgánico o de precipitación química y clástico. El término caliza se aplica a aquellas rocas en que la fracción carbonatada excede a los demás componentes.

Las calizas están constituidas principalmente por calcita; en consecuencia, su contenido de CaO y CO_2 es demasiado alto y en ocasiones excede el 95 % del total. Muchas sustancias, además del $CaCO_3$, ocurren en las calizas; cuando no son puras, entre estas sustancias se encuentran: cuarzo, feldespatos, minerales arcillosos y restos orgánicos. Durante la formación de las calizas, pueden constituirse minerales autígenos como la calcedonia, cuarzo, glauconita, yeso, pirita, etc. La presencia del MgO, si excede del 2 %, indica la presencia de mineral dolomítico; el exceso de sílice puede indicar la presencia de pedernal o de chert.

La clasificación de las calizas es muy extensa, entre las principales tenemos:

Marga. Cuando las calizas se presentan con contenido alto de arcillas, hasta el 50%.

Creta o tiza es la caliza blanda y porosa formada esencialmente por restos microscópicos de equinoideos y foraminíferos.

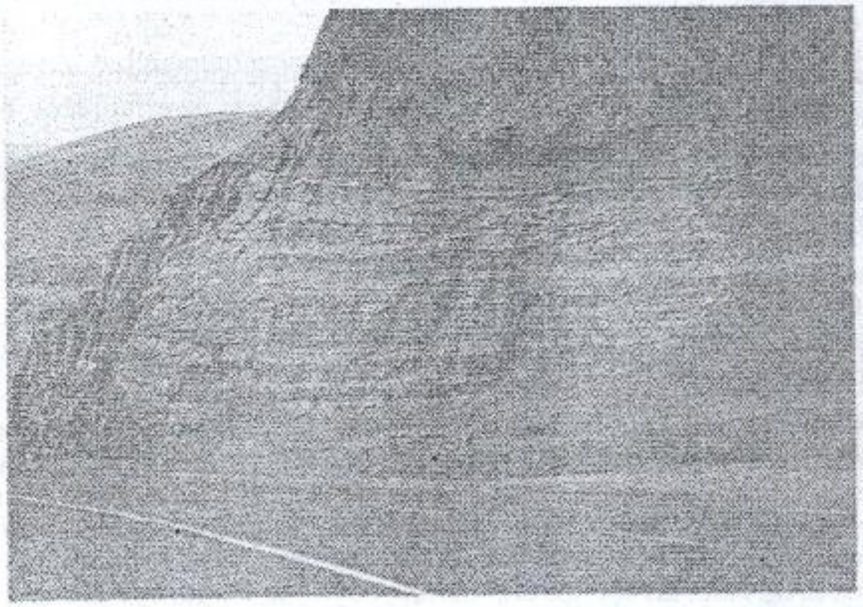


Fig.6.2: Rocas o sedimentos clásticos.

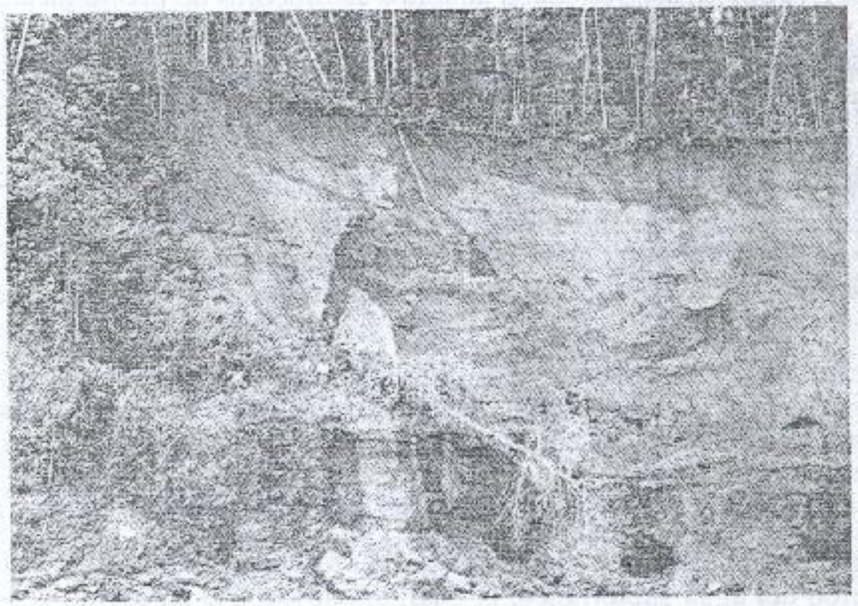


Fig.6.3: Rocas o sedimentos no clásticos (Foto L. Romero).

Calizas biohermales. Son calizas arrecifales, pueden estar formadas por colonias de algas, restos de moluscos etc.

Calizas biostromales. Este término se aplica a depósitos formados por organismos sedentarios, como estratos de conchas, calizas de crinoideos, etc.

Las lumaquelas y coquinas. Están formadas por acumulación de conchas y caparazones de animales marinos que viven en la zona de las plataformas continentales.

Dolomías. Son todas aquellas rocas carbonatadas cuya composición es $CaMg(CO_3)_2$. Las dolomías pueden formarse por precipitación simultánea de Ca y Mg o bien cuando el Mg reemplaza parte del Ca en las calizas e impregnación posterior y recristalización del magnesio.

Rocas Silíceas. Llamada *silex*, se trata de rocas muy compactas y duras compuestas de sílice microcristalina, son raras y pueden deberse a una precipitación de geles silíceos en estado coloidal; también se obtienen rocas silíceas por acumulación de esqueletos de conchas silíceas, como son los radiolarios y diatomeas. Las rocas silíceas formadas por precipitación son los *chert*, que aparecen en capas delgadas de SiO_2. Además se tiene el *pedernal*, cuyo color oscuro se debe al contenido de materia orgánica, el *jaspe*, una variedad roja debe su color brillante al óxido de hierro que contiene, y a la forma bandeada se le denomina *ágata*.

Rocas Evaporíticas. Son todos aquellos sedimentos de precipitación química cuyo proceso de formación es por evaporación del agua de mar sobresaturada de sustancias solubles. Este proceso se realiza en cuencas cerradas, en las cuales es posible la evaporación y la concentración de sales, por ejemplo, las salinas de Huacho (Lima) y las salinas de Otuma (Ica).

Las rocas obtenidas por este complejo proceso de precipitación, presentan una serie típica y cíclica. Se inician con los carbonatos, luego siguen sulfatos, cloruros, bromuros de sodio, potasio, magnesio y calcio. Los minerales que forman estas rocas son:

Calcita	$CaCO_3$
Yeso	$CaSO_4\ 2H_2O$
Anhidrita	$CaSO_4$
Thenardita	Na_2SO_4
Halita	$NaCl$
Silvita	KCl
Carnalita	$KCl\ MgCl_2\ 6\ H_2O$

El caliche es una costra carbonatada que se forma en zonas semiáridas, por evaporación del agua subterránea, la cual, al encontrarse en estado de vapor, asciende por capilaridad y se acumula en las partes cercanas de la superficie.

ASPECTOS GENERALES DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

Color

Las rocas sedimentarias varían de color de acuerdo con su composición, pureza composicional, grado de alteración de los compuestos de hierro y según la cantidad de materia orgánica que contengan: los colores blancos o claros se deben principalmente a la presencia de cuarzo, caolín, calcita y otros minerales claros; el color verde se debe al silicato de hierro férrico; el rojo, a la presencia de hematita; el amarillo, a la limonita, y los colores negros, a la materia orgánica.

Composición

Las rocas sedimentarias están constituidas esencialmente por tres minerales: arcilla, cuarzo y calcita, aunque se presentan una infinidad de minerales, debido a que es rara la roca sedimentaria constituida por un solo mineral, si bien, éste puede predominar. La caliza, por ejemplo, se compone principalmente de calcita, pero aún la caliza más pura contiene pequeñas cantidades de otros minerales como cuarzo o arcillas. Los granos de una arenisca son predominantemente de cuarzo; pero el material cementante pueden ser arcillas, calcita, óxido de hierro, etc. En la composición de estas rocas a menudo están presentes restos orgánicos, es decir, restos de animales y plantas.

Texturas

La textura comprende el aspecto físico general de una roca, tamaño, forma y arreglo de las partículas que la constituyen. Existen dos tipos principales de texturas en las rocas sedimentarias:

Textura Clástica. El término clástico se deriva del griego que significa «roto» o «fragmentado». Las partículas pueden tener cualquier forma, tamaño o composición. Esta textura se presenta principalmente en rocas clásticas, donde el tamaño de los granos varía desde el tamaño de la arcilla hasta los cantos rodados, cementados por otros minerales como óxido de hierro, carbonatos o arcillas.

Textura No clástica. Los elementos de la textura de las rocas sedimentarias no clásticas tienen un significado diferente que los de las rocas clásticas, debido a que se forman por uno o varios procesos, que actúan solos o en combinación: 1) cristalización directa o reacción inorgánica entre las sales disueltas; 2) crecimiento de los cristales dentro de un agregado; o 3) reemplazamiento, tal como la silicificación o dolomitización.

Una textura no clástica típica consiste en un conjunto de cristales entrelazados, como se presenta en la sal gema o halita, donde no hay espacios porosos intergranulares visibles. A tal roca se le conoce como *granular cristalina* y da como resultado una textura en forma de mosaico.

A continuación se presentan algunas texturas no clásticas más importantes de las rocas sedimentarias:

Amorfa. Las partículas son comúnmente del tamaño de las arcillas o de tamaño coloidal, no cristalinas. Ejemplos: pedernal, lodo de cal, caliza amorfa.

Oolítica. Compuesta de pequeñas esferas o elipsoides, acreciones de agregados de huevos de peces o semejantes (oolita) de 0.25 a 2.00 mm, en donde la estructura interna de las oolitas es concéntrica, radial o ambas a la vez. Ejemplo: caliza oolítica.

Pisolítica. Semejante a la oolítica, pero con cuerpos que tienen diámetro mayor de 2.00 mm. Ejemplos: pisolita fosfática, caliza pisolítica.

Esferulítica. Esferas con estructura radiada interna, por ejemplo, la esferulita de calcedonia en sedimentos calcáreos.

Sacaroide. Fina, equigranular, parece granos de azúcar, ejs: caliza y dolomía.

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

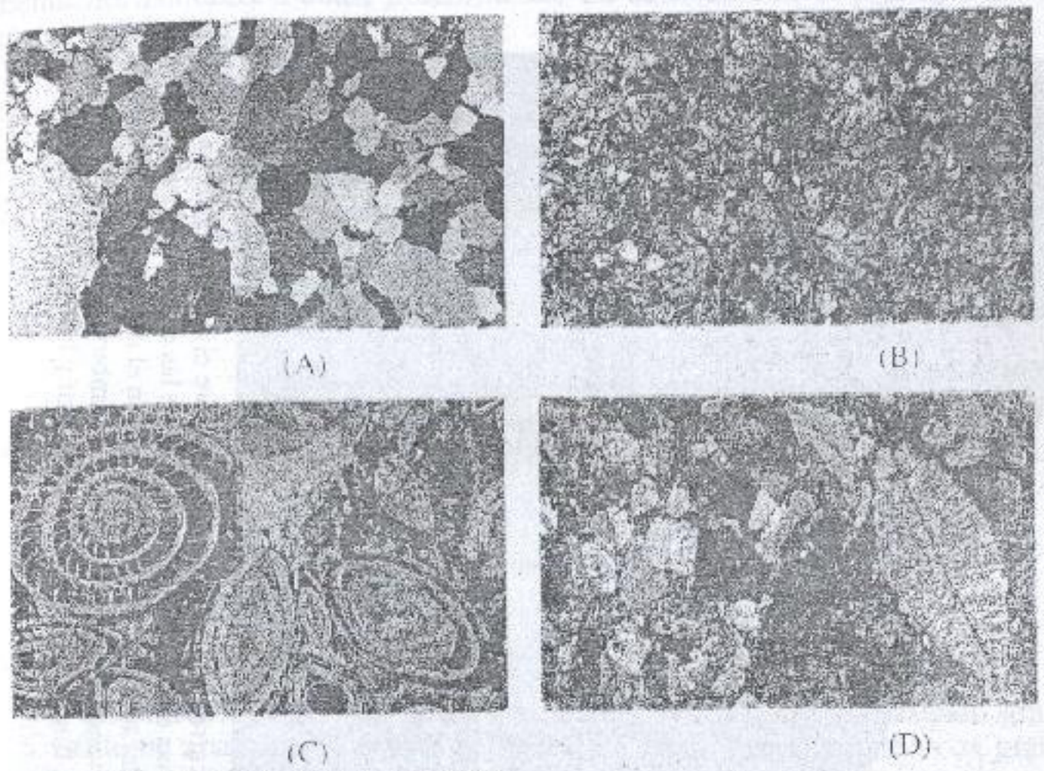
Las estructuras sedimentarias son patrones geométricos que dependen de las relaciones entre los agregados sedimentarios y son de origen físico y deben su existencia principalmente a procesos que actúan durante la deposición o después de ella. Estos patrones pueden ser resultantes de las diferencias de tamaño o de las diferencias en la mineralogía.

Las estructuras sedimentarias pueden ser primarias cuando son formadas en el momento de la deposición del sedimento, o estructuras secundarias, desarrolladas después de la deposición y por el entierro ocasionado por rocas suprayacentes.

Estructuras Primarias

Estratificación

Es la característica más distintiva de las rocas sedimentarias, y consiste en el arreglo de los sedimentos en láminas, capas o estratos. Los sedimentos pueden ser llamados estratificados cuando ellos están en capas, realmente separados por planos de estratificación paralelos, a lo largo de los cuales las rocas tienden a separarse o romperse.



(A) T. granoclástica en arenisca
(B) T. granular
(C) T. bioclástica
(D) T. bioclástica
(E) T. Concreciones

Fig.7. 4. Principales texturas sedimentarias

sarertnocnoside@hotmail.com

Fig. 7.5 Roca sedimentarias plegadas (carretera La Oroya- Junja, sobre el río Mantaro).La estratificación resulta de las diferencias de tamaño del material, de las clases de material o una interrupción en la deposición del sedimento. La diferencia en el carácter de los sedimentos puede resultar de las variaciones de las corrientes, los cambios estacionales, cambios climáticos en períodos de años, fluctuaciones del nivel del mar y los cambios marcados en el tipo o número de los organismos.

Una capa individual puede variar desde un centímetro a muchos metros de grosor. Cuando estos estratos son depositados, son generalmente paralelos a la superficie sobre las cuales se depositan. Como regla, ellos son aproximadamente horizontales o cuasi horizontales, de acuerdo con el principio de la horizontalidad de Steno.

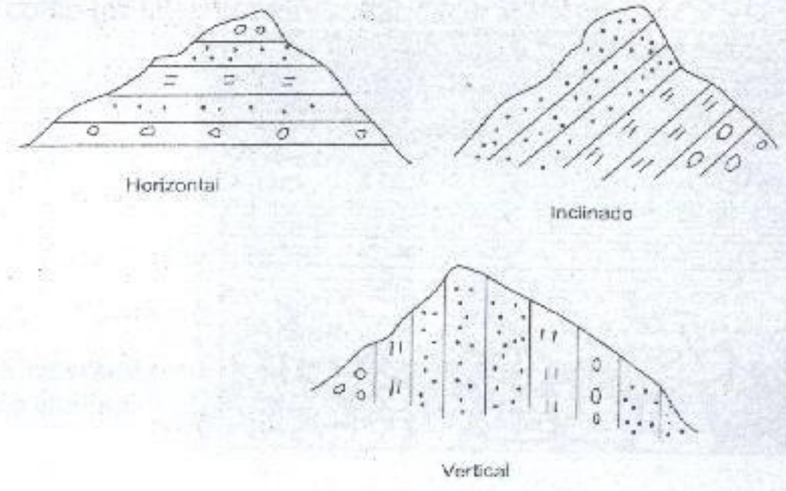


Fig. 7.6. Estratificación horizontal, inclinada y vertical

Estratificación Gradual o Gradada

La estratificación gradual tiene partículas cuyo tamaño va pasando gradualmente de abajo hacia arriba, de gruesas a finas, que se repiten con gran regularidad en una formación.

Es evidente que este tipo de estratificación es el resultado de la sedimentación a partir de una mezcla de partículas de diferentes tamaño, forma y densidades, en ambientes geológicos inestables, asociado casi siempre a una *corriente de turbidez*, una masa de agua cargada de sedimento, que es más densa que el agua limpia y que se desplaza pendiente abajo a lo largo del fondo del lago o un océano. Las partículas mayores, más pesadas y más esféricas, tienden a decantar antes que las otras, seguidas de las ligeras, angulosas, y por último las más finas. Esta estratificación es típica de los depósitos marinos encontrados en la base de la pendiente continental.

Estratificación Cruzada o Sesgada

La estratificación cruzada es una característica común en las areniscas, en las calizas y en las lutitas en menor grado. Consiste en la disposición de láminas transversales al plano de estratificación general, en líneas rectas inclinadas o en formas cóncavas.

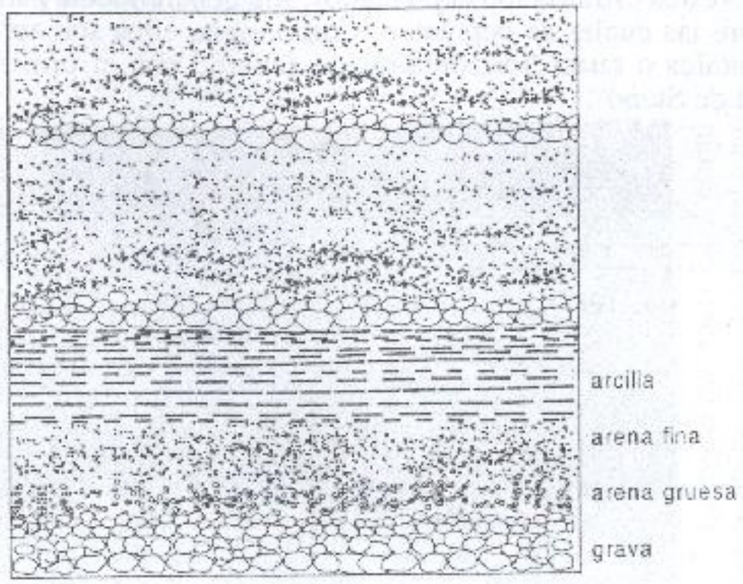


Fig. 7.7 Estratificación gradada.

Esta estratificación es producida por la rápida deposición de los sedimentos, tanto por la acción del viento, como de los ríos y del mar.

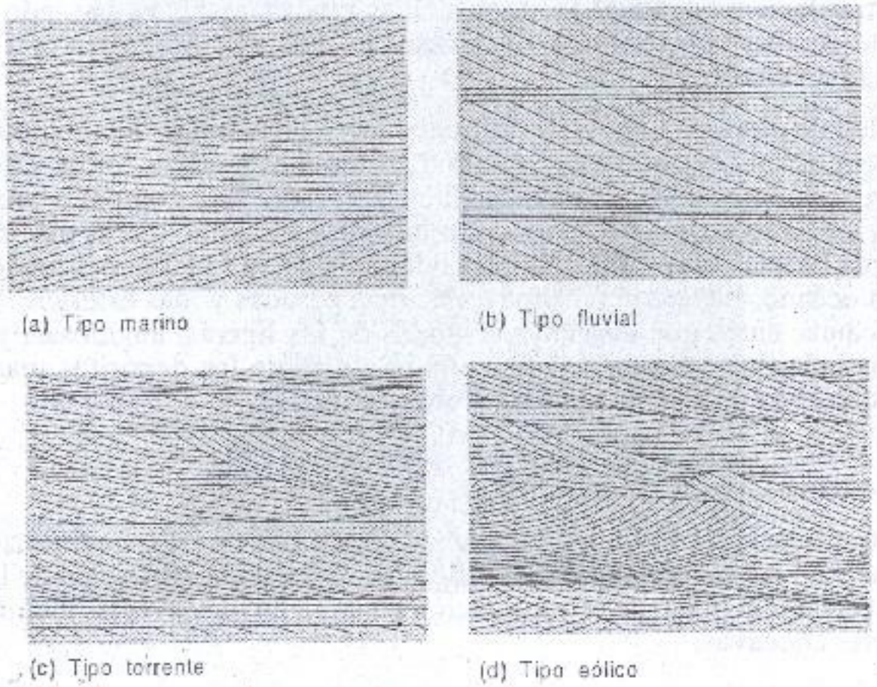


Fig. 7.8 Tipos de estratificación cruzada o sesgada.

Grietas de desecación

Estas estructuras son causadas por la contracción del barro al perder el agua por evaporación, pierden volumen al contraerse formando grietas, que dan formas geométricas, que posteriormente pueden ser rellenadas por sedimentos de naturaleza más joven. Las grietas de desecación se asocian con ambientes como los lagos someros y las cuencas desérticas.

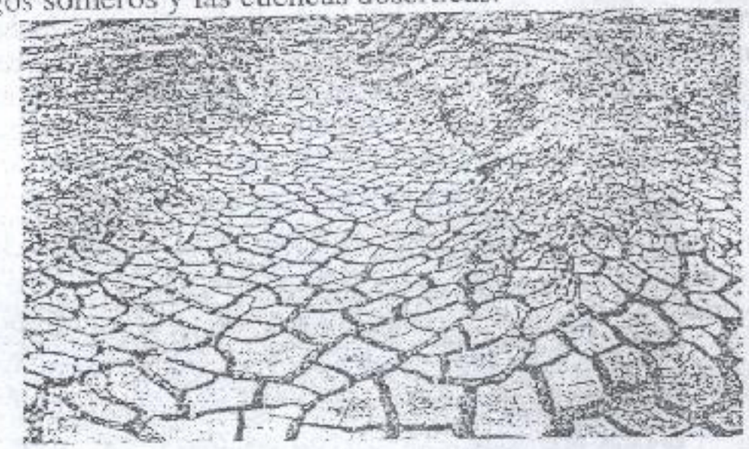


Fig. 7.9 Grietas de desecación en arcillas.

Rizaduras

Conocidas como ripple marks. Estas estructuras consisten en una serie de crestas pequeñas e igualmente espaciadas de arena u otro sedimento fino, y se presentan formando ondulaciones que pueden ser simétricas o asimétricas. Se forman por el arrastre de las olas, corrientes de agua y el viento. Las crestas forman ángulo recto con respecto a la dirección del movimiento. Si las rizaduras se formaron por el movimiento del agua o el viento en una dirección esencialmente, su forma será asimétrica Otras rizaduras tienen forma simétrica y se denominan *rizaduras de oscilación*, que son consecuencia del movimiento hacia delante y hacia atrás de las olas superficiales en un ambiente somero próximo a la costa.

Fig. 7.10 Rizaduras

Fósiles

Son restos de estructuras orgánicas de antiguos organismos principalmente las partes esqueléticas duras como capazones, huesos, o dientes pero en condiciones excepcionales, elementos muy importantes para la interpretación de la edad de una formación de roca y de sus condiciones de deposición. Muchas rocas sedimentarias contienen restos o trazas de vida antigua. El término *fósil* está restringido a restos orgánicos conservados en las rocas de la corteza. Los restos fósiles son de los siguientes tipos: restos actuales de organismos, impresiones o moldes, sustituciones de las sustancias originales y vestigios, rastros y madrigueras etc.

Fig. 7.11 Fósiles

Estructuras Secundarias

Concreciones

Son masas de composiciones diferentes y generalmente más resistentes al intemperismo que sus rocas encajonantes; son de formas variadas: esféricas, lenticulares o discoidales y raramente cilíndricas o irregulares. De origen inorgánico, están formadas por sílice, calcita, sulfuros y una variedad de minerales. Algunas concreciones tienen en su centro un fósil característico de las rocas y generalmente muestran una estructura concéntrica.

Septarias

Son concreciones de composición pizarrosa que se caracterizan por la presencia de grietas irregulares, resultantes de la deshidratación del material en un estado coloidal, que posteriormente son rellenadas por material que difiere de ellas en composición.

Geodas

Son cuerpos esféricos huecos, típicamente revestidos de cristales de cuarzo y de otros minerales.

Fig. 7.12 Estructuras secundarias: concreción, septaria y geoda.

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS DE LOS SEDIMENTOS

Del estudio de las relaciones geométricas y de la edad de los estratos sobre grandes áreas se ocupa la estratigrafía. Consideraremos algunos de los patrones estratigráficos:

Facies

Las facies son diferentes tipos de sedimentos que fueron depositados simultáneamente en áreas adyacentes. Los diferentes tipos de rocas sedimentarias varían dentro de cada una de ellas, por lo cual es conocida como un cambio de facies. Frecuentemente un cambio de facies es una serie de estratos interdigitados, que se consideran de edad contemporánea.

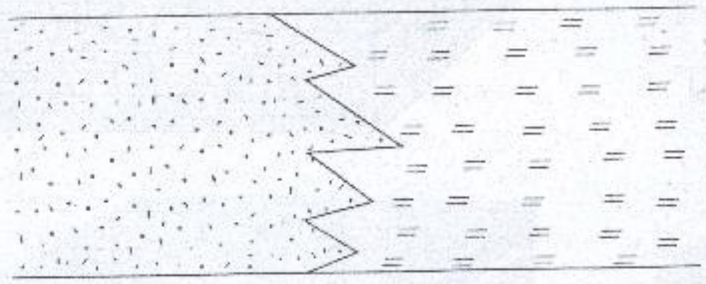


Fig. 7.13 Facies estratigráfica.

Conformidad y Disconformidad

Si la deposición de un estrato ha sido más o menos continuo a través del tiempo, se dice que un estrato yace sobre otro con conformidad (fig. 7.14a).

Cuando hay una superficie de erosión entre dos estratos, ello indica que ha habido una gran interrupción en la deposición; tal hecho se conoce como disconformidad o discordancia. Esta interrupción se debe a que la región ha sido

levantada, con la cual se ha convertido en un área de no deposición, por lo que la erosión juega un papel importante, después de un lapso de tiempo; esa misma área se hunde y comienza otra vez la deposición.

Se presentan varios tipos de discordancias (Fig. 7.14):

Cuando los estratos por debajo de la discordancia están inclinados y los estratos por encima están en forma paralela, esta discordancia se conoce como *discordancia angular*.

Cuando las rocas por debajo de esta superficie son de los tipos ígneos o metamórficos y las de encima son sedimentarias, se conoce como *discordancia litológica*.

Cuando los estratos por debajo y por encima de esta superficie están paralelos, se conoce como *discordancia erosional*.

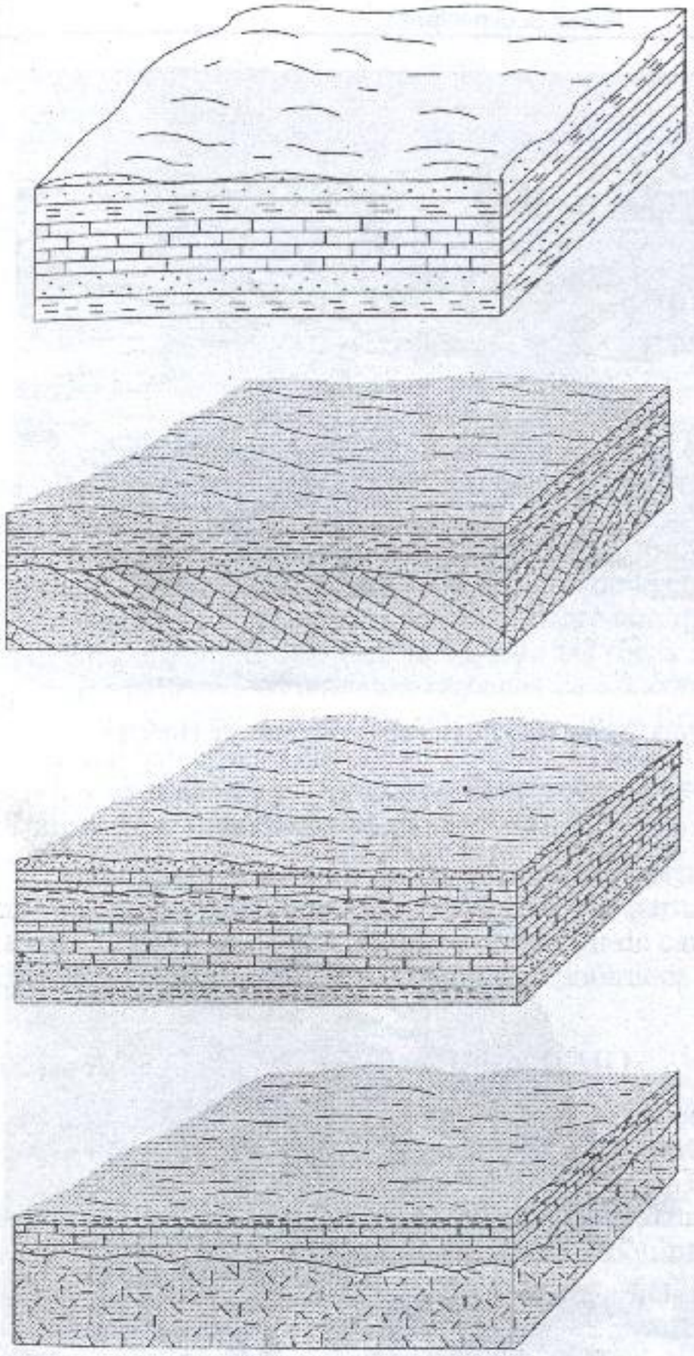


Fig. 7.14 Tipos de discordancias y conformidad de estratos.

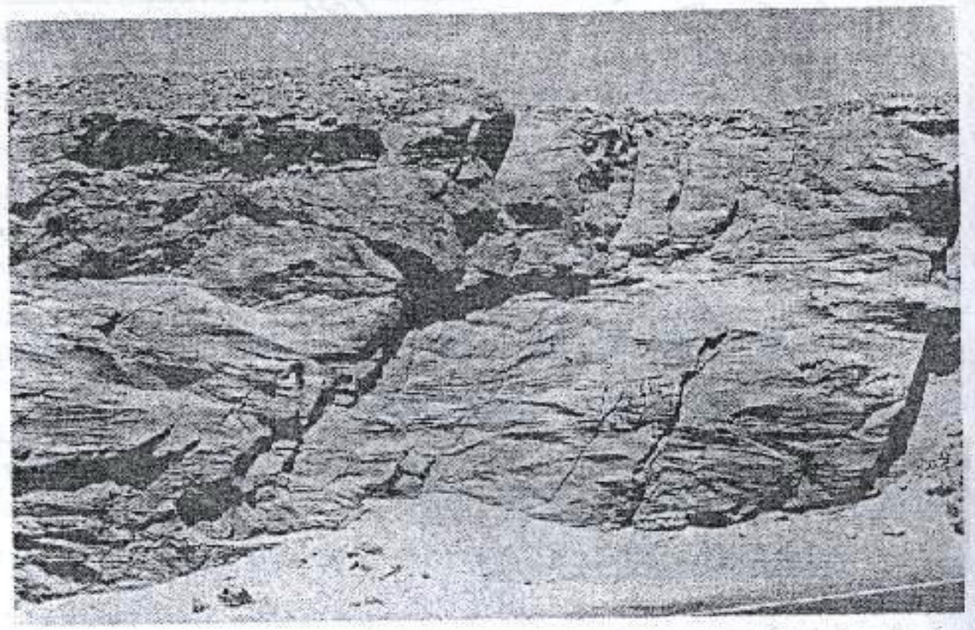


Fig. 7.15 Estratificación cruzada del tipo fluvial en la cercanía de Huacho

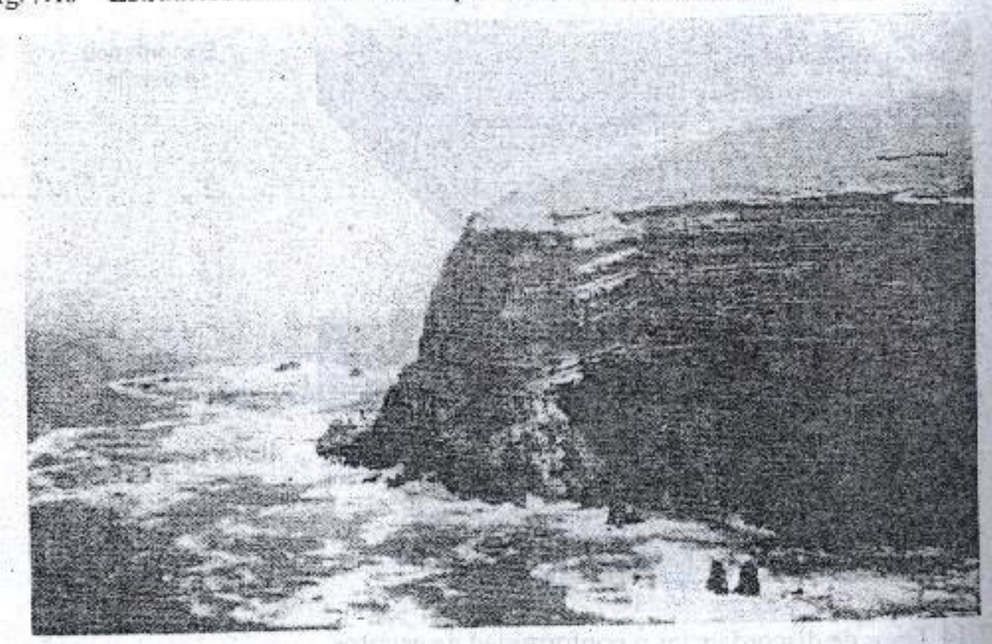


Fig. 7.16 Discordancia angular formada por el Grupo Ambo (debajo) y el Grupo Paracas (encima) vista en la Península de Paracas.

Capítulo VIII

ROCAS METAMÓRFICAS

Las rocas metamórficas, proviene del griego *meta*, que significa "cambio" y *morfos*, "forma", constituye el tercer tipo de roca más importante, que resulta de la transformación de rocas preexistente por procesos metamórficos que implican la participación activa del calor, la presión y los fluidos químicamente activos, debajo de la corteza. Una porción de la corteza continental se compone de este tipo de rocas que conjuntamente con rocas ígneas constituyen el basamento cristalino que yace debajo de las rocas sedimentarias. Este basamento se encuentra en extensas regiones de los continentes conocidos como *escudos,* en Sudamérica se encuentra los escudos Brasileño, de la Patagonia, y la Guyana, habiéndose encontrado las rocas metamórficas más antiguas en el Escudo Canadiense con 3 960 Ma. Estas rocas constituyen también el núcleo cristalino de grandes cadenas montañosas

Es importante el estudio de las rocas metamórficas porque proporcionan información sobre los procesos geológicos que participaron en su transformación, de su evolución en el tiempo y por servir de cantera de material de construcción y ser receptáculo de minerales económicos.

METAMORFISMO Y METASOMATISMO

El término *metamorfismo* se define como el proceso geológico que ocasiona toda una serie de cambios mineralógicos, texturales y estructurales, tanto en rocas ígneas, en sedimentarias y en las mismas metamórficas, al estado sólido y en zonas profundas del interior de la corteza, sin cambios de la química global de las rocas afectadas (reacciones isoquímicas)

$$SiO_2 + CaCO_3 \longrightarrow CaSiO_3 + CO_2$$

Cuarzo + calcita wollastonita

Estos cambios son consecuencia de la búsqueda de un equilibrio físico y químico de las rocas, debido a las condiciones geológicas prevalecientes. A los minerales y por ende a las rocas, les corresponde un estado de equilibrio que está condicionado por la presión y la temperatura a que se encuentran sometidas; una vez que una o las dos condiciones varíen, se produce el metamorfismo.

Durante el metamorfismo, cuando las soluciones circulantes reaccionan con los minerales de las rocas aportando y sustrayendo nuevos elementos químicos dan lugar a la formación de nuevos minerales que modifican la composición química global de la roca, (reacciones aloquímicos), se le conoce a este proceso como *metasomatismo*.

No se consideran como metamorfismo los cambios producidos en superficie o cerca de ella, tales como la meteorización y la diagénesis; es decir, estos cambios metamórficos se realizan por encima de la zona de fusión y por debajo de la zona de cementación.

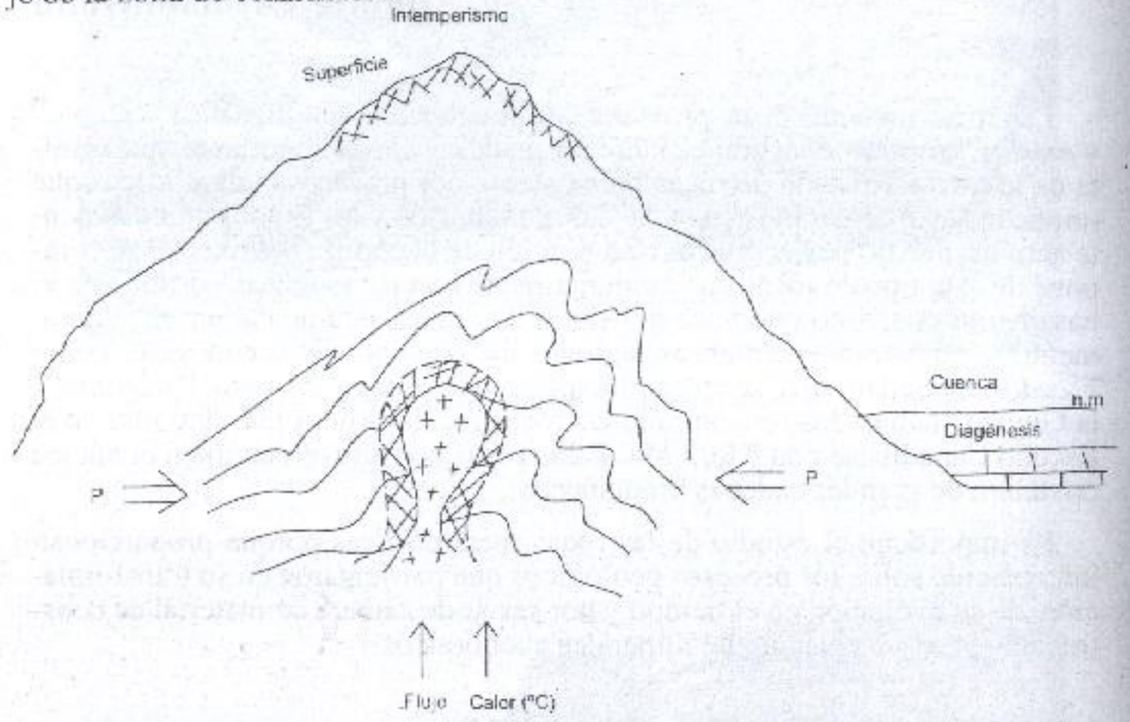


Fig. 8.1 Los procesos metamórficos se producen a grandes profundidades donde la temperatura y la presión son elevadas.

AMBIENTES METAMÓRFICOS

La mayoría de los cambios metamórficos ocurren como se ha mencionado, bajo la influencia de altas temperaturas y presiones por debajo de la corteza. El metamorfismo tiene lugar cuando las rocas están sometidas a condiciones diferentes a las de su formación, ante esta situación las rocas cambian gradualmente hasta alcanzar un estado de equilibrio con el nuevo ambiente. El metamorfismo ocurre siempre en tres ambientes:

a) El ambiente en el cual la roca preexistente está cerca o en contacto con una masa ígnea, aquí los cambios se deben principalmente a las

elevadas temperaturas del material magmático. Este ambiente da lugar al *metamorfismo de contacto.*

b) El ambiente orogénico en el cual da lugar a la formación de cordilleras, donde las rocas están sometidos a presiones dirigidas y a elevadas temperaturas asociadas con deformaciones tectónicas. En este ambiente tiene lugar el *metamorfismo regional*

c) El ambiente en el cual predomina zonas de fallas, aquí las rocas se rompen y pulverizan debido a los esfuerzos al producirse el desplazamiento de las fallas, este ambiente da lugar al *metamorfismo cataclástico o dinámico.*

LOS AGENTES DEL METAMORFISMO

Los cambios producidos en las rocas afectadas se deben a ciertos agentes tales como el calor, la presión y los fluidos químicamente activos.

Calor. Es el agente fundamental del metamorfismo, debido a que favorece las reacciones químicas, que resultan en la recristalización de los minerales. Al mismo tiempo, según vayan en aumento éste, los minerales que se forman pueden reaccionar con otros y dar lugar a composiciones mineralógicas totalmente diferentes, pero sin cambio de la composición química.

El calor puede provenir: a) del ascenso del magma debido a su estado incandescente, el cual durante su trayectoria hacia la superficie terrestre, a través de las zonas de debilidad, provoca aumentos de temperatura en las rocas encajonantes; b) del calor ordinario que existe a profundidad, debido al gradiente geotérmico, el cual se incrementa un grado centígrado por cada 33 m. que se profundiza; c) del calor que se desprende de las reacciones exotérmicas producidas por la desintegración de los minerales radioactivos; y d) del calor producido por la fricción de dos grandes masas que son empujadas una sobre la otra.

Presión. Este agente produce cambios importantes en las rocas, comprimiendo los átomos que forman los minerales, lo que da lugar a un empaquetamiento más apretado, esto origina una recristalización de los minerales existentes y además la formación de nuevos minerales, principalmente anhidros y más densos.

La presión puede ser de dos tipos: a) presión diferencial o esfuerzo cortante (presión dinámica o desequilibrada), que actúa en una dirección, que constituye uno de los factores que influye en la trama de las rocas metamórficas. Sus efectos varían desde el cambio de forma y orientación de los minerales, y origina fracturas hasta los plegamientos complejos; es, por lo tanto, un factor importante para promover la recristalización, los deslizamientos intergranulares, cambios de texturas y la reorientación de los granos; b) la presión de confinamiento o litostática (presión equilibrada o estática), que actúa en todas las direcciones, es determinada por la profundidad; conduce a cambio de volumen y da por resultado la formación de trama granular.

En general, las rocas metamórficas procedentes de las zonas más profundas de metamorfismo son más densas que las desarrolladas en los niveles elevados de la corteza.

Los fluidos químicamente activos. Como es sabido, los magmas contienen grandes cantidades de gases y vapores de agua que al penetrar a través de la red intergranular de las rocas desempeñan un papel importante en el metamorfismo de las rocas sobre las cuales actúan. Estos fluidos conocidos como mineralizadores actúan con dos efectos principales: a) favorecen las reacciones entre los distintos minerales que constituyen la roca original, pero sin cambiar la composición química global y formando nuevos minerales estables en las nuevas condiciones geológicas, e b) introducen iones diferentes en la roca, que al reaccionar con los minerales de ésta, formarán nuevos minerales de tal manera que la composición química final será diferente a la inicial. A este proceso se le conoce como *metasomatismo*.

El agua es el fluido activo principal, ayudada por el bióxido de carbono, los ácidos bórico, clorhídrico y fluorhídrico y otras emanaciones de los plutones magmáticos, que actúan como catalizadores o disolventes, y facilitan las reacciones químicas y el ajuste mecánico y promueve la recristalización de los minerales, que forman configuraciones más estables. Su poder depende de la cantidad y clase de las emanaciones magmáticas, la presión a que actúan y la porosidad de las rocas invadidas.

Cambios Producidos por el Metamorfismo

Los cambios que produce el metamorfismo a las rocas que afecta a través de sus agentes (Fig. 8.2) son los siguientes:

a) Aumento en el tamaño de los minerales, llamado *recristalización*. El caso de la calcita en la caliza que al cambiar a mármol, la calcita está más desarrollada.
b) Desarrollo de nuevos modelos estructurales, especialmente los que muestran disposición paralela de los minerales.
c) Cambios de texturas que difieren de las rocas originales tanto ígneas como sedimentarias. Esta reorganización de los minerales proporciona una textura distintiva, como la textura foliada que depende del grado de metamorfismo y de la mineralogía de la roca original, se considera tres principalmente; pizarrosidad, esquistosidad y bandeado gnéisico.
d) Reorganización parcial de los componentes químicos para formar un nuevo conjunto mineral. El caso de los minerales de arcillas recristalizan para formar cristales de mica, o el caso de la combinación del cuarzo con la calcita para dar lugar a la wollastonita, en ambos casos, la composición química global de la roca afectada no cambia.

sarertnocnoside@hotmail.com

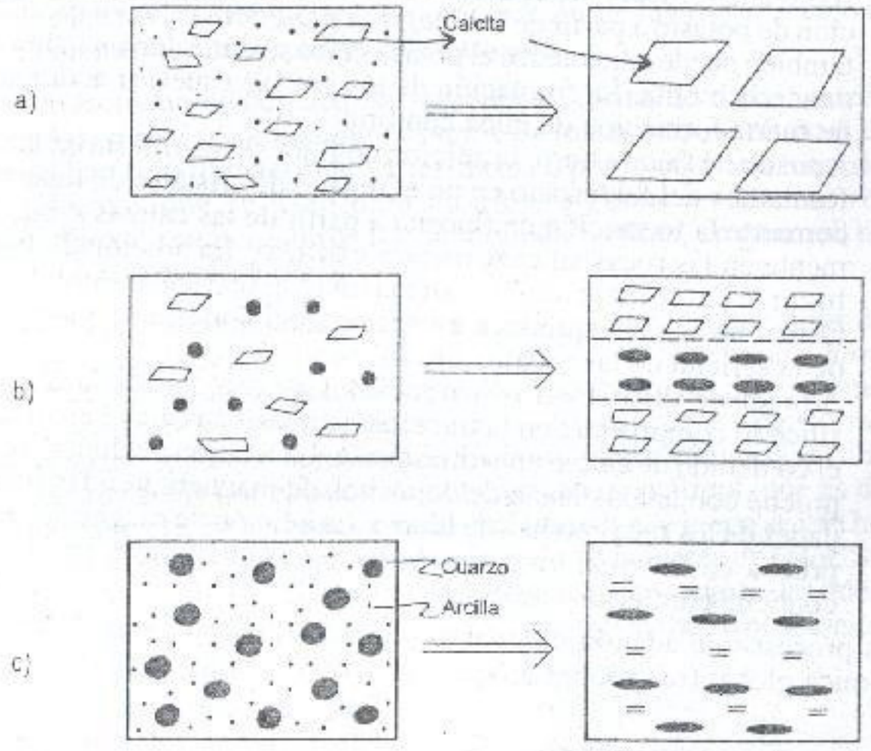


Fig. 8.2. Principales cambios metamórficos

METASOMATISMO

El metasomatismo de contacto se produce por la separación de determinados elementos a partir del magma y su introducción en las rocas vecinas, este proceso no se produce exclusivamente en las calizas, sino también en rocas silicatadas.

Las distintas sustancias que pueden adicionarse a la roca huésped son:

a) Adición de álcalis: la más corriente es la adición de sodio a partir del magma para formar la sienita y granito ricos en sodio. Otros fenómenos son la albitización o sea la formación de la plagioclasa albita por introducción de sodio y la egirinización por adición de

sodio a los silicatos ferromagnesianos. La feldespatización por adición de potasio a partir de los magmas graníticos ricos en moscovita, también puede adicionarse el potasio a los silicatos ferromagnesianos dando la biotita. La formación de los greissen suele ir acompañada de fuerte formación de mica con litio.

b) Adición de flúor y boro: la adición de flúor se manifiesta en la transformación del feldespato en un agregado de cristales de topacio. Es corriente la formación de fluorita a partir de las calizas y mas raramente en las rocas silíceas metamorfizadas. La adición de boro da lugar a la formación de turmalina, este fenómeno llamado turmalinización se produce a expensas del feldespato, moscovita o de la sericita de las rocas.

c) Adición de sílice, hierro y magnesio: La existencia de la adición de sílice se comprueba con la transformación de la calcita en diópsido, el contenido de calcio en wollastonita. La adición del hierro se comprueba con la existencia de depósitos de magnetita en las proximidades de los rocas pobres de hierro. La adición de magnesio se comprueba en la transformación de las rocas cuarcíticas en otras que contiene cordierita y antofilita.

Estos procesos de adición de nuevos elementos hacen variar la composición química global (reacciones aloquímicas) de las rocas afectadas.

TIPO DE METAMORFISMO

Se han hecho muchos intentos para clasificar las diversas clases de metamorfismo que dan origen a las rocas metamórficas. Por conveniencia, para la descripción, se ha basado el esquema siguiente en el agente metamórfico predominante:

Metamorfismo de Contacto

Comprende los cambios efectuados en las rocas frías por acción de cuerpos ígneos y sus fluidos asociados, es decir, cuando un magma es inyectado en rocas más frías, éstas sufren unos cambios para adaptarse a las nuevas temperaturas, lo que provoca una transformación mineralógica y estructural de las mismas. Al metamorfismo de contacto están asociados principalmente todos los fenómenos de alteración de la roca encajonante en los contactos con los intrusivos (exometamorfismo), así como también la alteración interna de la misma roca intrusiva (endometamorfismo), ya sea por la acción de los fluidos provenientes del magma o por el calor exclusivamente proveniente del magma, sin que se efectúe introducción de nuevos elementos químicos a las rocas invadidas.

Como consecuencia de los cambios y reacciones que tienen lugar en las zonas de contacto, se forman una serie de minerales, denominados *minerales metamórficos de contacto*, cuya naturaleza química dependerá de la composición de los intrusivos, temperatura, composición de las rocas encajonantes y de las soluciones que acompañan a la intrusión.

El metamorfismo de contacto se presenta en forma de zonas concéntricas, denominadas *aureolas de metamorfismo*. Los materiales resultantes de estos fenómenos han sido llamados de varias formas, por lo cual es necesario conocer los términos que se usan para citarlos, algunos les llaman *rocas de metamorfismo de contacto*, otros las denominan *tactitas*, en general, el término más empleado es el de *skarn*.

Por otro lado, los minerales arcillosos pueden generar rocas duras de grano fino, sobretodo por el metamorfismo térmico, se les llaman *hornfels* o *cornubianitas*. Las rocas carbonatadas, al ser recristalizadas por metamorfismo de contacto, forman los skarns. Desde luego, estas rocas se transformarán de diferente manera, según su constitución físico-química: cuando las calizas son puras, y son afectadas por el calor, se transforman en mármol, que es de grano grueso generalmente, en las zonas cercanas al intrusivo, y luego se van haciendo de granos más finos a medida que se van alejando de la fuente de calor. Si la roca calcárea es impura, además de mármol se obtendrán otros minerales tales como: granate, vesubianita, epídota, zoisita, escapolita, grosularia, wollastonita, etc.

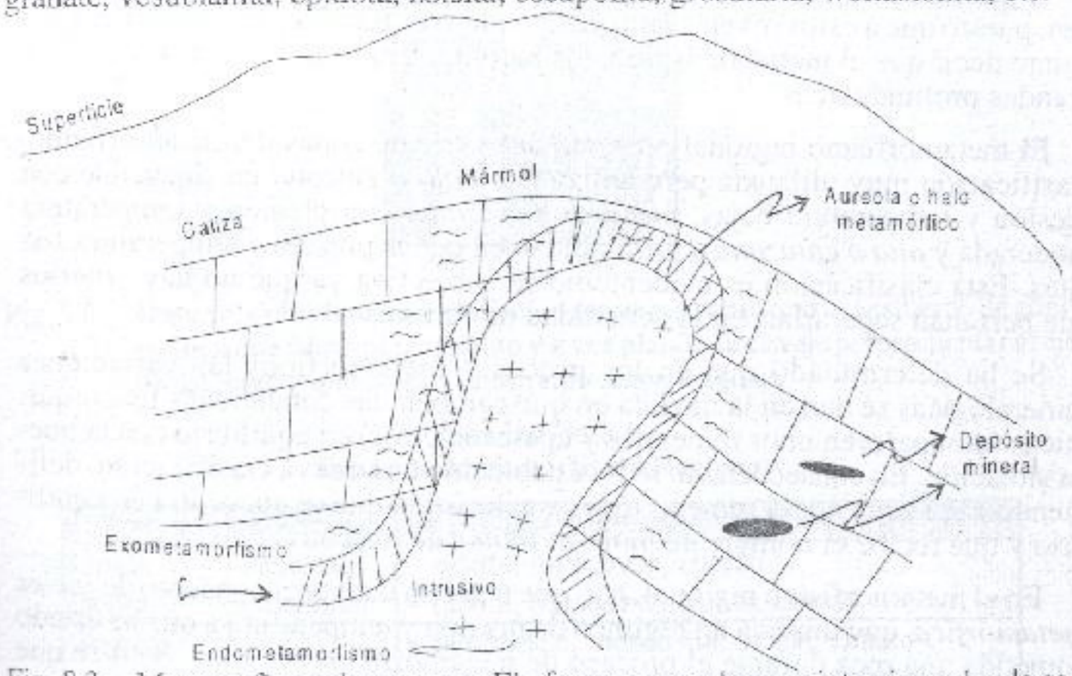


Fig. 8.3 Metamorfismo de contacto. El efecto que produce un intrusivo sobre la caliza, constituye una aureola o halo metamórfico donde se encuentran los minerales metamórficos y por acción térmica, forma el mármol. Los cambios producidos en el intrusivo se conoce como endometamorfismo y en las calizas, exometamorfismo. Algunas veces se forman depósitos minerales de rendimiento económico.

Metamorfismo Regional

Este tipo de metamorfismo se produce en ambientes asociados a la formación de montañas o cordilleras (orogenia) en el cual grandes extensiones están sometidas a grandes esfuerzos de compresión y llegan a estar fuertemente deformados, produciéndose acortamiento y engrosamiento el cual se traduce en la elevación de esas regiones por encima del nivel del mar. El efecto más visible de este tipo de metamorfismo es la aparición de planos de disyunción o de exfoliación, orientados perpendicularmente a la dirección del esfuerzo. El conjunto de estos planos de exfoliación recibe el nombre de pizarrosidad, ya que está muy desarrollada en las pizarras, o de esquistosidad si está desarrollada en los esquistos.

Este tipo de metamorfismo está asociado con los grandes dislocamientos de las rocas, por plegamientos, fallamientos. Algunos autores le llaman *metamorfismo diastrófico*; éstos, en combinación con la presión y la temperatura, actúan sobre grandes áreas y a miles de metros de profundidad y se va desarrollando en forma progresiva según ésta, al ir aumentando la presión y la temperatura que tanto influyen en el metamorfismo.

A grandes profundidades, los procesos ígneos y metamórficos se confunden, puesto que a estos niveles las rocas pueden ser fundidas nuevamente. Esto quiere decir que el metamorfismo y los batolitos graníticos tienen su origen a grandes profundidades.

El metamorfismo regional presenta una serie de zonas de metamorfismo, clasificación muy utilizada pero anticuada: *bajo o epizona* en superficie con presión y temperatura bajas; *medio o mesozona*, con presión y temperatura moderada y *alto o catazona* a profundidad en que la presión y temperatura son altas. Esta clasificación es evidentemente subjectiva ya que no hay criterios que permitan separarlas; en la actualidad no se usa.

Se ha determinado que en los procesos metamórficos las variaciones mineralógicas se dan en la medida en que cambian las condiciones físico-químicas (desaparecen unos minerales y aparecen otros) en equilibrio con la nueva situación. En consecuencia, se ha establecido una nueva clasificación, definiendo cada zona por el mineral más característico que se encuentra en equilibrio y que recibe el nombre de *mineral índice de la zona*

En el metamorfismo regional, hay que tener en cuenta el concepto de *facies metamórfica*, que implica un régimen de presión y temperatura a que ha estado sometida una roca durante el proceso de metamorfismo regional. Se dice que una roca metamórfica pertenece a una determinada *facies* cuando es estable en un determinado régimen de presiones y temperaturas. La clasificación de facies metamórficas es muy complicada, pues requiere de conocimientos específicos.

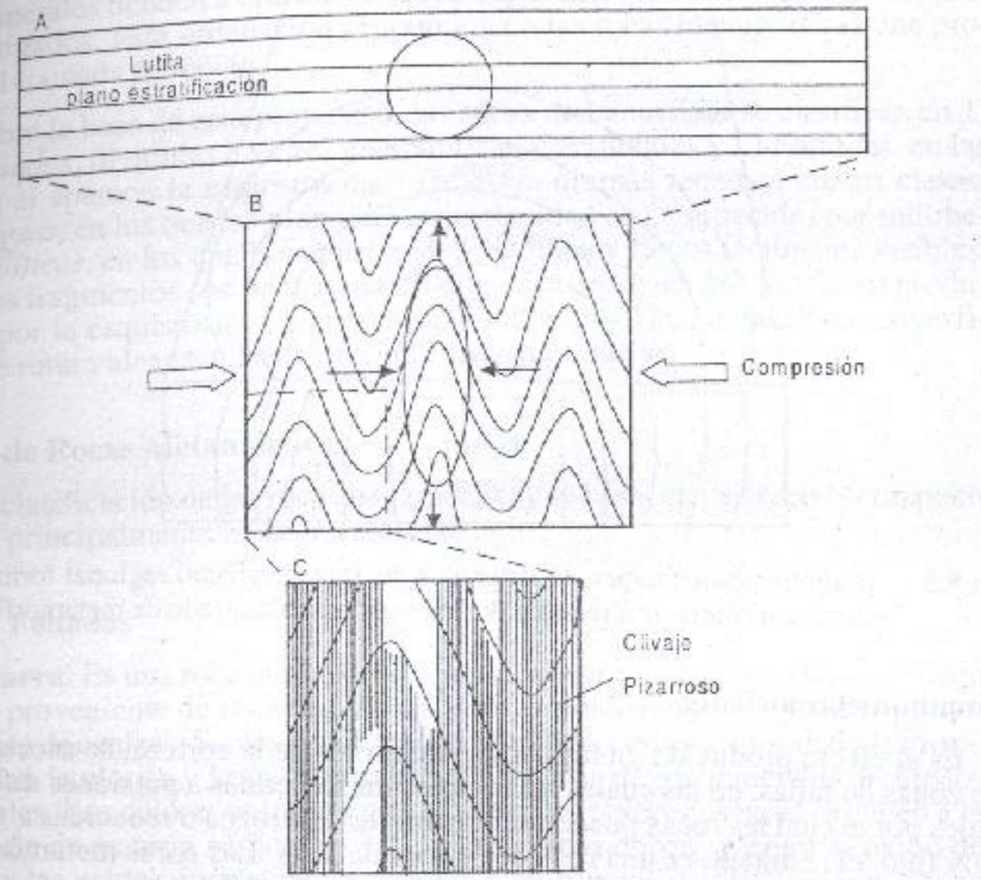


Fig. 8.4 Desarrollo de clivaje o exfoliación pizarrosa por efecto del esfuerzo de compresión que causa plegamiento y a vez planos de clivaje perpendicular al eje de esfuerzo y que corta a la estratificación original.

Cuadro No 8.1.
Zonas de Metamorfismo Regional

Zonas	Rocas	Minerales asociados
Clorita	Micacitas	– clorita, muscovita, cuarzo
Biotita	superiores	– biotita, muscovita, clorita, cuarzo
Granate		– almandino, muscovita, biotita, cuarzo
	Micacitas	– estaurolita, granate, biotita muscovita,
Estaurolita	inferiores	cuarzo.
Kianita		– kianita, granate, biotita, muscovita, cuarzo
Sillimanita	Gneiss	– sillimanita, cuarzo, granate, muscovita, biotita, oligoclasa, ortosa

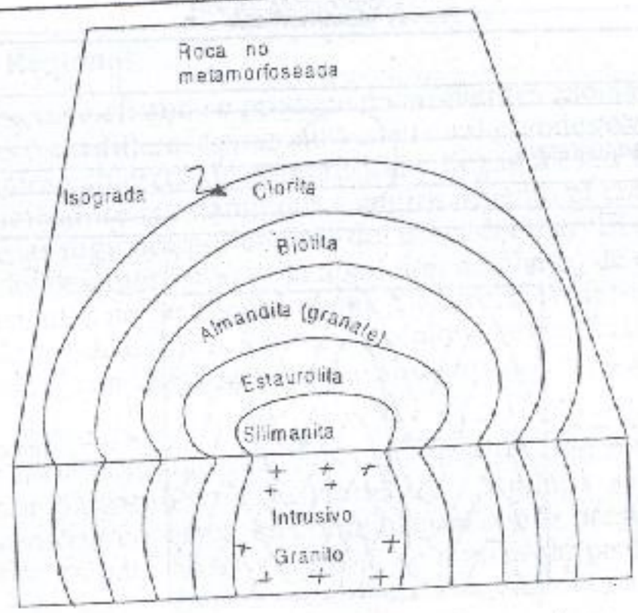


Fig 8.5 Diagrama esquemático de isógradas del metamorfismo regional formando zonas concéntricas alrededor de una región de alto grado de metamorfismo.

Dinamometamorfismo

Es el efecto producido en las partes superiores de la corteza, se asocia con las zonas de fallas, en las cuales las rocas están sometidas a presiones diferenciales por el cual las rocas pueden ser destruidas en trozos o reducidas a grano muy fino, el resultado es una roca de *brecha de falla* Las rocas metamórficas producto del metamorfismo dinámico se denominan *milonitas*

A este metamorfismo localizado en que solo interviene las fuerzas mecánicas localizadas que pulverizan a los minerales se denomina también metamorfismo *cataclástico o dinámico.*

ROCAS METAMÓRFICAS

Las rocas metamórficas se hallan ampliamente distribuidas en las cadenas montañosas, en sus raíces y en los escudos continentales. El aspecto, la textura y composición de estas rocas varían grandemente, aunque procedan de la misma roca original.

Texturas de las Rocas Metamórficas

Las rocas metamórficas deformadas bajo la acción de una potente presión dirigida son fácilmente distinguibles por sus caracteres estructurales, dado que

sus minerales tienden a ordenarse en capas paralelas o a convertirse en minerales alargados. Esta ordenación proporciona a las rocas metamórficas una propiedad llamada *foliación.*

Sobre la base de esta propiedad, las rocas metamórficas se clasifican en 1) *No foliadas*, divididas a su vez en afaníticas y granulares y 2) *Foliadas*, en las cuales sí aparece la esquistosidad. De estas últimas tenemos cuatro clases: *pizarrosas*, en los que los planos de esquistosidad están separadas por milímetros; *filíticas*, en los que la esquistosidad da lugar a flecos fácilmente visibles, y cuyos fragmentos son de mayor tamaño; *esquistosa*, en que los flecos producidos por la esquistosidad son aún mayores; y *gnéisica*, donde estas superficies de rotura alcanzan hasta un centímetro de tamaño.

Tipos de Rocas Metamórficas

La clasificación de las rocas metamórficas se basa, en parte, en la composición y principalmente en las estructuras:

Rocas Foliadas

Pizarra. Es una roca metamórfica producida por un metamorfismo de bajo grado, proveniente de rocas arcillosas y rocas volcánicas piroclásticas principalmente de cenizas. Suelen ser de textura afanítica, con esquistosidad pizarrosa. Abundan la clorita y la mica, producidas a partir de los minerales arcillosos originales. Los colores varían de gris a negro; los colores oscuros se deben a la presencia de materia carbonosa, las pizarras rojas deben su color al óxido de hierro y las verdes normalmente contienen cloritas.

Filita. Su composición es semejante a la de la pizarra, pero con un metamorfismo más intenso, de temperatura superior a 300 °C. Estas rocas son micáceas de grano fino. Los minerales como las micas (muscovita) y la clorita son perceptibles y le dan a la superficie de la roca un aspecto satinado con apariencia escamosa.

Esquisto. Es la roca más abundante del metamorfismo regional, debido en gran parte a su origen múltiple. Suele ser mineralógicamente monomineral o polimineral y pueden contener hasta el 20% de minerales planares, y presenta una excelente esquistosidad a lo largo de planos paralelos

Los esquistos se han clasificado de acuerdo con los minerales dominantes que contiene, tales como esquisto de cuarzo clorítico, hornbléndico, muscovítico, o esquisto de granates. Muchos esquistos se forman a partir de las lutitas, y algunos por metamorfismo de rocas ígneas de grano fino tales como tufos volcánicos, riolitas, basaltos, etc.

Gneis. Es una roca metamórfica granular de alto grado, producto del metamorfismo regional. Presenta el típico aspecto bandeado, que lo hace fácil-

mente reconocible, que consiste de bandas alternas de zonas ricas en cuarzo, feldespatos blancos o rojizos y en capas de minerales ferromagnesianos. En los gneises formados a partir de rocas ígneas como el granito, gabro o diorita, los minerales se disponen en capas paralelas, son habitualmente deformados por pliegues mientras están en estado plástico. Los gneis derivados de rocas magmáticas se denominan *ortogneis* y los derivados de rocas sedimentarias *paragneis*.

Migmatitas. Estas rocas metamórficas están íntimamente ligadas con el proceso de granitización. Son rocas híbridas o rocas mixtas, producto de una mezcla por efectos de una penetración magmática en rocas ya metamorfoseadas. Su composición media es la del granito y aunque presenta algunas características como feldespatos grandes y abundantes, también presentan restos de esquistosidad.

Rocas No Foliadas

Mármol. Es una roca metamórfica producto del metamorfismo de contacto y metamorfismo regional que afecta a rocas carbonatadas como las calizas y dolomías. Es una no foliada, cristalina, granular gruesa, compuesta esencialmente de calcita o dolomita, carece de esquistosidad. Los cristales que la forman son mucho mayores debido a la recristalización sufrida por el incremento de temperatura.

La variedad más pura es el mármol blanco. Aunque contiene pequeñas proporciones de otros minerales accesorios, formados durante el metamorfismo a partir de las impurezas existentes en la roca original, puede haber variedad de colores, el mármol negro por la materia bituminosa, el verde por diópsido y hornblenda, el rojo por la hematita.

Cuarcitas. Es una roca resultante del metamorfismo de areniscas, que se caracteriza por ser muy dura, carece de foliación y se distingue de las areniscas en que carece totalmente de poros, y al romperla, se rompen los granos de cuarzo en vez de romperse alrededor de ellos. La cuarcita es normalmente blanca, pero los óxidos de hierro pueden producir tintes rojizos o rosados.

Fig.8.6. Pizarra.

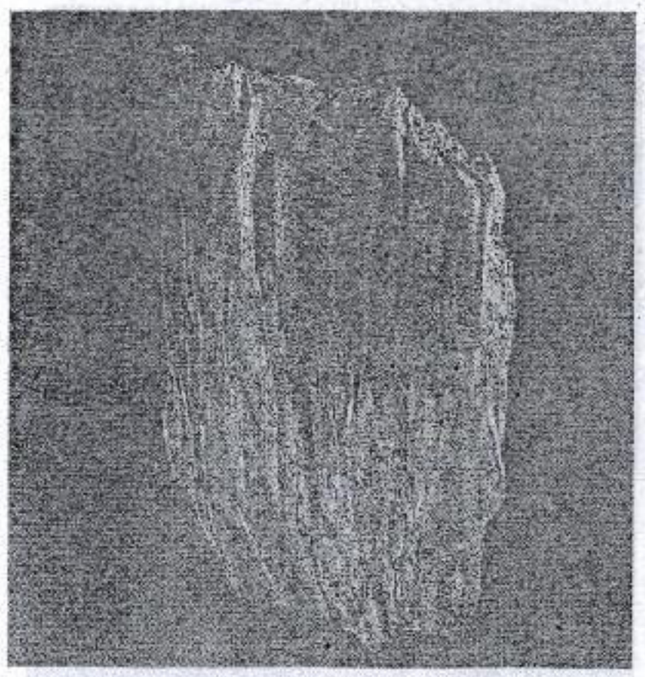


Fig.8.7: Filita.

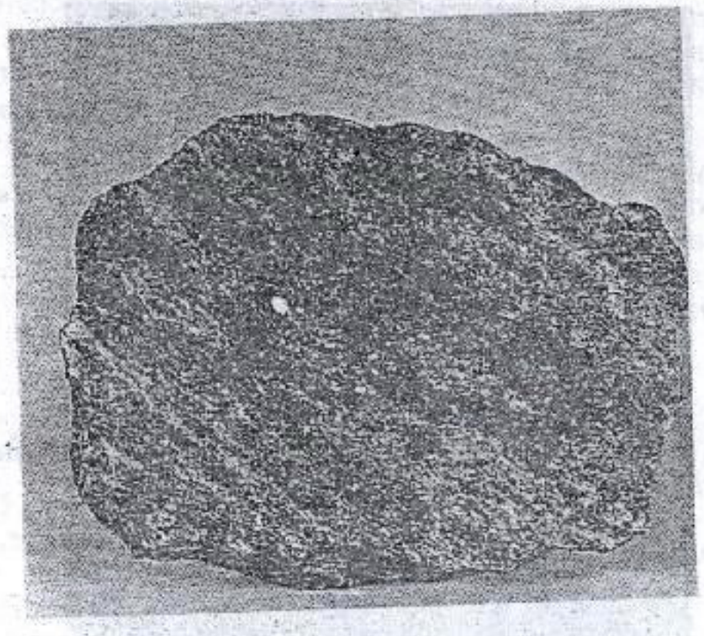


Fig.8.8: Esquisto.

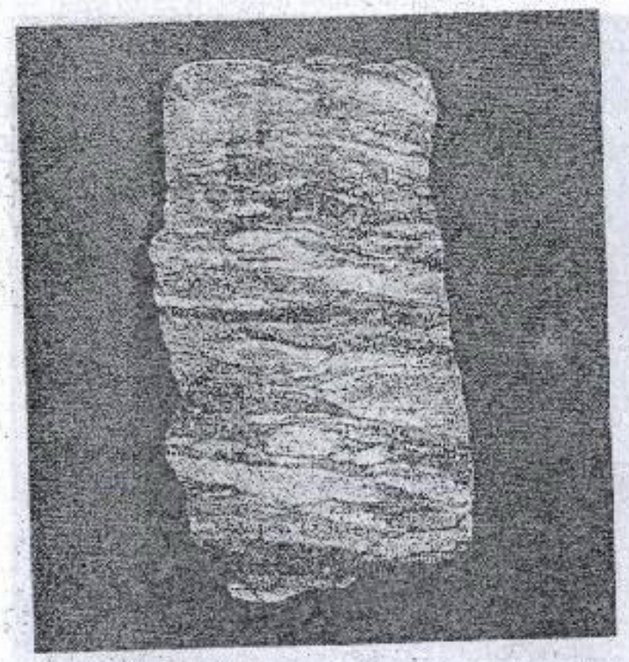


Fig.8.9: Gneis.

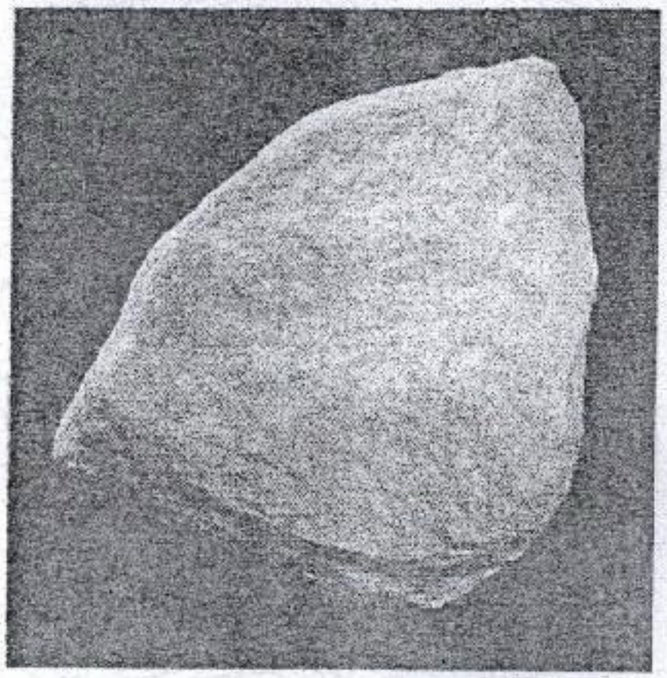


Fig.8.10: Mármol.

Fig.8.11: Cuarcitas.

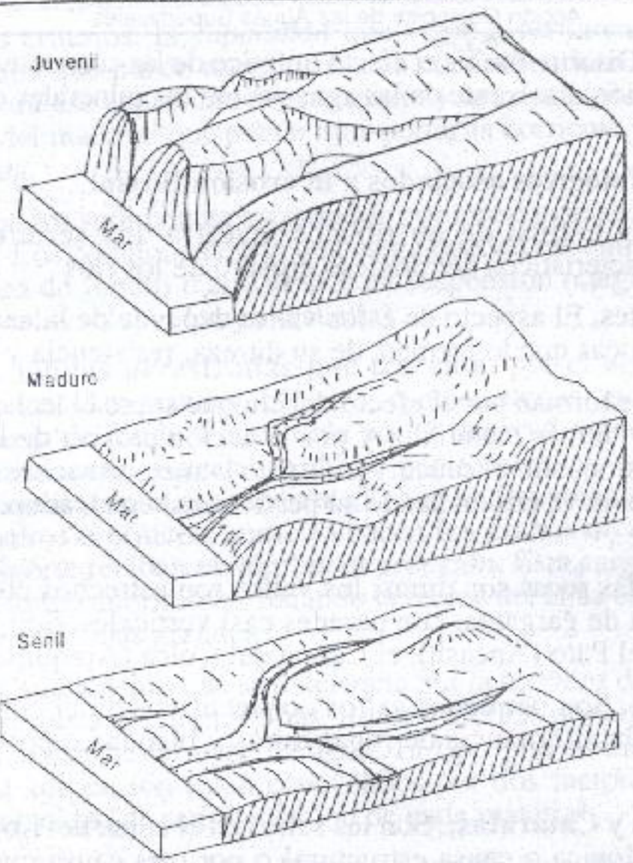


Fig. 9.6 Fases de un río

PROCESOS GEOLÓGICOS DE LOS RÍOS

Procesos Erosivos

El trabajo de erosión de las corrientes de agua, principalmente de sus cauces, durante su transcurrir principalmente en su curso superior, lo desarrolla en tres formas::

Abrasión o Corrasión. Es el desgaste mecánico del lecho de las corrientes por la acción friccionadora de los cantos, gravas o arenas llevadas por las corrientes, y que al mismo tiempo produce desgaste a los materiales que los hace más redondeados.

Arranque hidráulico. Es el efecto de la división del agua, cuando se introduce con fuerza por las grietas o cavidades de las rocas y las rompe en grandes bloques. Este efecto se produce principalmente cuando las aguas cambian de dirección en los meandros.

Corrosión o Disolución. Es el efecto químico de las corrientes de agua, consistente en la acción disolvente de las aguas sobre los minerales de las rocas.

Rasgos geomorfológicos asociados a la erosión fluvial

El perfil longitudinal de un río nos muestra una serie de accidentes topográficos característicos del proceso erosivo de los ríos

Valles fluviales. El aspecto de estos valles depende de la naturaleza y disposición de las rocas que lo forman, de su dureza, resistencia y estabilidad.

Estos valles se forman por el efecto del choque sobre el lecho del río de los cantos rodados y demás materiales y por la acción erosiva de la corriente de agua, que va erosionando el cauce. Asimismo la meteorización de las paredes por el agua de lluvia va ensanchando su perfil transversal, adoptando la forma de una «V».

Cañones. Si las rocas son duras, los valles son estrechos con la «V» muy cerrada en forma de garganta, con paredes casi verticales. Son famosos en el Perú el Cañón del Pato (Ancash), el Cañón del Colca (Arequipa).

Los Rápidos. Son pequeños saltos consecutivos en el curso de los ríos provocados por la alternancia de rocas duras y blandas o por fallas escalonadas.

Las cascadas y Cataratas;. Son los saltos en el curso del río, causados por la diferencia litológica o causa estructural o por otra causa que ocasione un desnivel topográfico. Cuando las cascadas poseen gran volumen de agua, se las conoce como cataratas.

Los meandros. Son curvas en el cauce del río, que da un aspecto sinuoso en forma de arcos. Se presentan preferentemente en el curso medio e inferior del río. La línea de flujo de la corriente provoca un choque con el extremo cóncavo del cauce, procediendo a su excavación o erosión, mientras en su parte convexa se produce allí la sedimentación. Los meandros están en continua evolución, llega en el caso que el espacio entre dos meandros adyacentes sea muy delgado, puede romperse y producir lo que se llama estrangulamiento; con esto el río toma un nuevo cauce al abandonar los arcos intermedios, los cuales se convierten en lagos en forma de media luna muy característicos. Estas formas de los ríos son muy notables en los de la cuenca amazónica.

Procesos de Transporte

Las corrientes de aguas no solo tienen la capacidad de erosionar sus cauces, sino también pueden transportar los materiales producto de dicha erosión pero además transportar grandes cantidades de sedimentos producidos por meteorización. La capacidad de una corriente para transportar los materiales

depende de dos criterios, la *capacidad* que viene a ser la carga máxima de materiales sólidos que puede transportar una corriente, cuando mayor sea el caudal mayor será esa capacidad de transporte y la *competencia*, indica el tamaño máximo del material que puede transportar la corriente y depende de la velocidad de ésta.

La carga son los sedimentos arrastrados por una corriente de agua, ya sea un río o arroyo. Los componentes de una carga pueden encontrarse en partículas sólidas(carga de fondo) o arrastradas en suspensión (carga suspendida) y en estado coloidal o soluble (carga disuelta) ,.

Las cargas sólidas arrastradas por tracción, por el agua suelen estar formadas por partículas grandes, bloques, cantos, arenas, etc. Esta carga se subdivide en carga de fondo, constituida por el material grande que se transporta por *deslizamiento*, material mediano por *rodamiento* y por último; el material puede ser transportado mediante lo que se denomina *saltación*, o sea, por medio de saltos o brincos, como lo hacen los granos de arena, estas tres formas de transporte reciben el nombre de *tracción*. Esta carga está en movimiento sólo en forma intermitente, cuando la fuerza del agua es suficiente para mover los materiales más grandes.

La carga de suspensión que se determina por la turbidez de las aguas, esta carga está conformada por arenas finas, limos y arcillas principalmente, transportada en el interior de la masa de agua. El tipo y la cantidad de material transportado en suspensión están controlados por dos factores: la velocidad del agua y la velocidad de sedimentación de cada material.

La carga transportada por solución es aquella que proviene de la descomposición de los minerales de las rocas de la cuenca del río y cuya naturaleza depende de la composición de las rocas afectadas. Este material suele estar formado por sílice coloidal, alúmina, hierro, carbonatos y sulfatos de Ca, Mg, Na, etc. La cantidad de material transportado en solución es muy variable y depende de factores como el clima y el ambiente geológico.

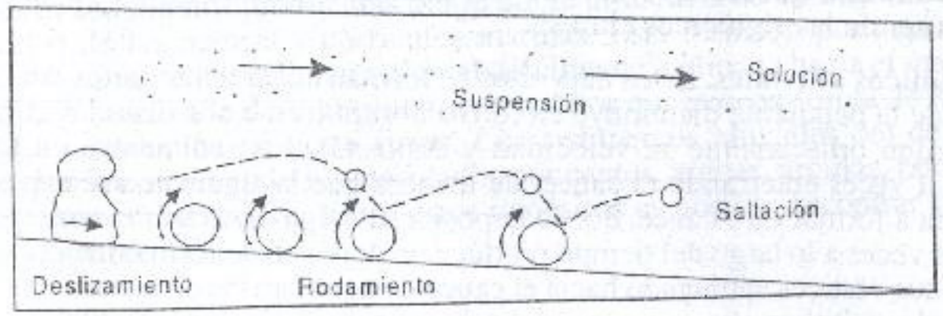


Fig. 9.7 Trasnporte de los materiales de un río

Corrosión o Disolución. Es el efecto químico de las corrientes de agua, consistente en la acción disolvente de las aguas sobre los minerales de las rocas.

Rasgos geomorfológicos asociados a la erosión fluvial

El perfil longitudinal de un río nos muestra una serie de accidentes topográficos característicos del proceso erosivo de los ríos

Valles fluviales. El aspecto de estos valles depende de la naturaleza y disposición de las rocas que lo forman, de su dureza, resistencia y estabilidad.

Estos valles se forman por el efecto del choque sobre el lecho del río de los cantos rodados y demás materiales y por la acción erosiva de la corriente de agua, que va erosionando el cauce. Asimismo la meteorización de las paredes por el agua de lluvia va ensanchando su perfil transversal, adoptando la forma de una «V».

Cañones. Si las rocas son duras, los valles son estrechos con la «V» muy cerrada en forma de garganta, con paredes casi verticales. Son famosos en el Perú el Cañón del Pato (Ancash), el Cañón del Colca (Arequipa).

Los Rápidos. Son pequeños saltos consecutivos en el curso de los ríos provocados por la alternancia de rocas duras y blandas o por fallas escalonadas.

Las cascadas y Cataratas;. Son los saltos en el curso del río, causados por la diferencia litológica o causa estructural o por otra causa que ocasione un desnivel topográfico. Cuando las cascadas poseen gran volumen de agua, se las conoce como cataratas.

Los meandros. Son curvas en el cauce del río, que da un aspecto sinuoso en forma de arcos. Se presentan preferentemente en el curso medio e inferior del río. La línea de flujo de la corriente provoca un choque con el extremo cóncavo del cauce, procediendo a su excavación o erosión, mientras en su parte convexa se produce allí la sedimentación. Los meandros están en continua evolución, llega en el caso que el espacio entre dos meandros adyacentes sea muy delgado, puede romperse y producir lo que se llama estrangulamiento; con esto el río toma un nuevo cauce al abandonar los arcos intermedios, los cuales se convierten en lagos en forma de media luna muy característicos. Estas formas de los ríos son muy notables en los de la cuenca amazónica.

Procesos de Transporte

Las corrientes de aguas no solo tienen la capacidad de erosionar sus cauces, sino también pueden transportar los materiales producto de dicha erosión pero además transportar grandes cantidades de sedimentos producidos por meteorización. La capacidad de una corriente para transportar los materiales

depende de dos criterios, la *capacidad* que viene a ser la carga máxima de materiales sólidos que puede transportar una corriente, cuando mayor sea el caudal mayor será esa capacidad de transporte y la *competencia*, indica el tamaño máximo del material que puede transportar la corriente y depende de la velocidad de ésta.

La carga son los sedimentos arrastrados por una corriente de agua, ya sea un río o arroyo. Los componentes de una carga pueden encontrarse en partículas sólidas(carga de fondo) o arrastradas en suspensión (carga suspendida) y en estado coloidal o soluble (carga disuelta) ..

Las cargas sólidas arrastradas por tracción, por el agua suelen estar formadas por partículas grandes, bloques, cantos, arenas, etc. Esta carga se subdivide en carga de fondo, constituida por el material grande que se transporta por *deslizamiento*, material mediano por *rodamiento* y por último, el material puede ser transportado mediante lo que se denomina *saltación*, o sea, por medio de saltos o brincos, como lo hacen los granos de arena, estas tres formas de transporte reciben el nombre de *tracción*. Esta carga está en movimiento sólo en forma intermitente, cuando la fuerza del agua es suficiente para mover los materiales más grandes.

La carga de suspensión que se determina por la turbidez de las aguas, esta carga está conformada por arenas finas, limos y arcillas principalmente, transportada en el interior de la masa de agua. El tipo y la cantidad de material transportado en suspensión están controlados por dos factores: la velocidad del agua y la velocidad de sedimentación de cada material.

La carga transportada por solución es aquella que proviene de la descomposición de los minerales de las rocas de la cuenca del río y cuya naturaleza depende de la composición de las rocas afectadas. Este material suele estar formado por sílice coloidal, alúmina, hierro, carbonatos y sulfatos de Ca, Mg, Na, etc. La cantidad de material transportado en solución es muy variable y depende de factores como el clima y el ambiente geológico.

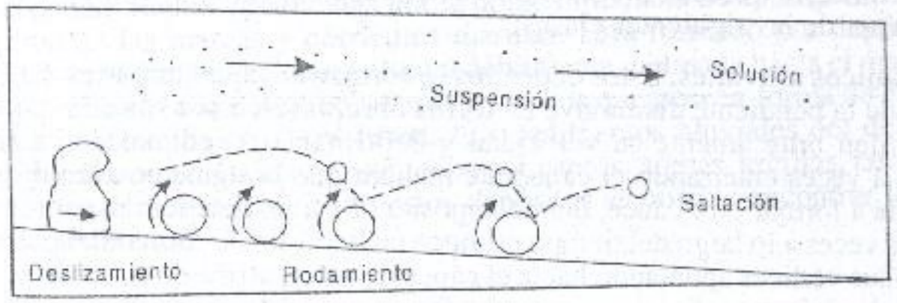


Fig. 9.7 Trasnporte de los materiales de un río

Procesos de Deposición

Los ríos depositan los sedimentos debido a un fenómeno inverso al que origina su arrastre, por lo general, el material es depositado debido a un descenso de la turbulencia o su competencia por cualquier causa, que conlleva a que los sedimentos se depositan en un orden definido por su tamaño. Este descenso puede ser causado por una disminución de la velocidad del río, pero también es posible que los materiales se depositen porque el río atraviesa una zona lisa o plana, en el cual no se desarrolla ninguna turbulencia.

El proceso de transporte de una corriente proporciona un mecanismo por medio del cual se separan los materiales de diversos tamaños, este proceso denominado *selección*, explica por que los clastos de tamaño similar se depositan juntos.

Los procesos que producen la deposición de los materiales se definen como: *precipitación*, proceso químico por el cual los sedimentos que van en solución por cambios en la condiciones fisicoquímicas se depositan; la *decantación*, proceso físico por el cual los sedimentos que se transportan en suspensión se depositan al cambiar la velocidad o la pendiente de los ríos y las aguas entran en una fase de reposo; y por el *peso especifico* de los materiales sólidos que se transportan por tracción, teniendo en cuenta su granulometría y morfometría, donde los bloques más grandes y más angulosos se depositaran primero y luego los materiales más finos y más redondeados.

El trabajo creador de los ríos se manifiesta en la acumulación de los sedimentos aluviales y en la formación de rasgos geomorfológicos, lo que conduce a un considerable cambio de relieve de la corteza terrestre.

Rasgos geomorfológicos producidos por la deposición

Estos rasgos geomorfológicos se deben a los depósitos sedimentarios que pueden ser de las siguientes clases:

Abanicos aluviales. Estos depósitos se forman en aquellas partes del terreno donde la pendiente disminuye en forma abrupta; en estos sitios las corrientes pierden bruscamente su velocidad y depositan sus sedimentos en forma rápida, a veces enterrando el cauce, de manera que la siguiente avenida se ve obligada a formar otro cauce, donde deposita su carga. Este fenómeno repetido muchas veces a lo largo del tiempo produce un depósito de forma triangular con uno de sus vértices apuntando hacia el cauce de aguas arriba de la corriente, este tipo de depósitos se observa con mucha frecuencia al pie de la cordillera.

Depósitos en el cauce. Las corrientes de agua tienden a correr en línea recta, pero en aquellos lugares donde cambian de dirección, las corrientes erosionan los bancos del cauce que se encuentran en el lado cóncavo de la

curva, por choque o por acción hidráulica. Al chocar la corriente, se produce un remanso de las aguas, y es obligado a cambiar de dirección; debido a estas dos causas, la corriente pierde velocidad y deposita una parte de su carga en el lado opuesto. A medida que la erosión avance y el depósito continúe, el cauce se va modificando, cambiando su dirección, llegando la corriente a fluir por un nuevo cauce.

Llanuras aluviales. Estos depósitos se forman en las márgenes de los ríos cuyas corrientes están sujetas a desbordes durante las épocas de avenidas. Cuando las corrientes rebasan sus cauces y se derraman en las tierras bajas, pierden velocidad y como consecuencia depositan su carga, por lo general, de manera irregular y forman lomas de baja altura. Con el transcurso del tiempo estos accidentes formados al principio, van desapareciendo para dar origen a un terreno más o menos plano formado por aluviones, que recibe el nombre de *llanura aluvial*.

Terrazas Aluviales. Son acumulaciones de sedimentos escalonados que se encuentran en ambos lados del curso del río. Se producen por el socavamiento parcial de un cauce sobre los materiales aluviales por el rejuvenecimiento del río, que nos indican los diferentes estadios por lo que ha ido pasando el río; de manera que los más antiguos se encuentran a mayor altura, y los más recientes son los situados en el fondo del valle. Como es natural, algunas terrazas superiores aparecen destruidas por la erosión, pero en algunos casos se pueden encontrar gran número de ellas. Por lo general están algo inclinadas en sentido de la corriente

Deltas y Estuarios. Son los depósitos formados por los ríos que descargan el material que transportan al desembocar en los océanos o mares. La disminución de la velocidad de las corrientes debido a la resistencia de la masa de agua del mar al penetrar hace que las corrientes fluviales descarguen directamente sus materiales provocando el depósito de su carga. También influye la contaminación de sus aguas con las del mar al cambiar sus propiedades fisicoquímicas.

El *delta* es un sector de tierra firme que el río quita al mar. Son las acumulaciones de sedimentos producidas por la doble influencia de aportes fluviales y la acción de las mareas y corrientes marinas. Está formado por depósitos aluviales y representa una llanura aluvial débilmente inclinada hacia el mar. Se denomina *estuario* a la desembocadura de los ríos que poseen forma de estrecha bahía introducida en tierra firme. Los sedimentos aluviales del delta y estuario por lo común están representados por cantos, arenas, arcillas, rara vez por depósitos carbonatados. Entre estos depósitos es posible encontrar fauna marina y continental.

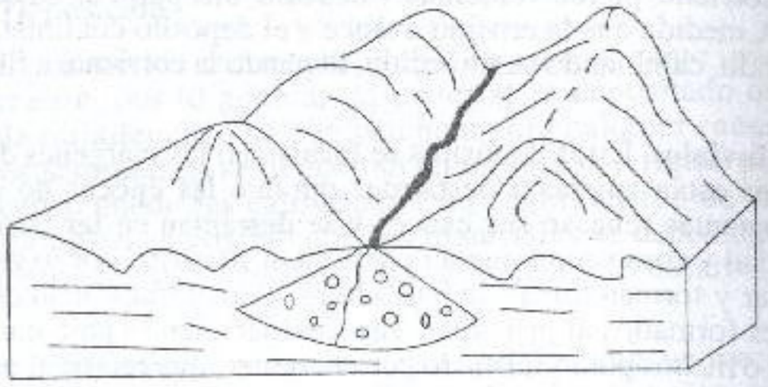


Fig.9.8: Depósitos de cauce y de llanura aluvial.

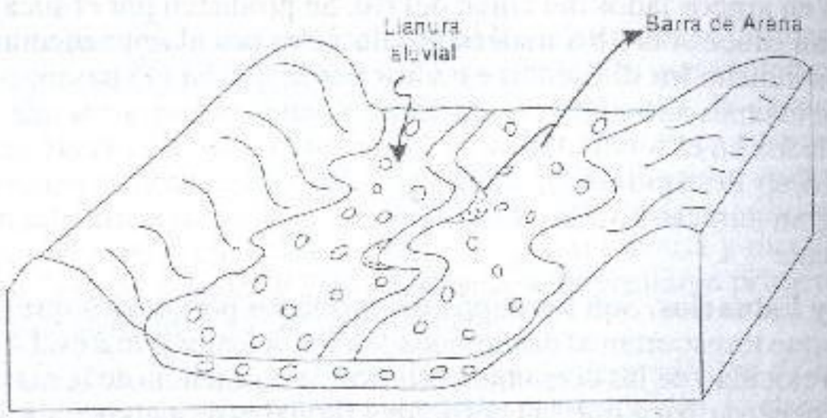


Fig. 9.9: Depósitos de abanico aluvial.

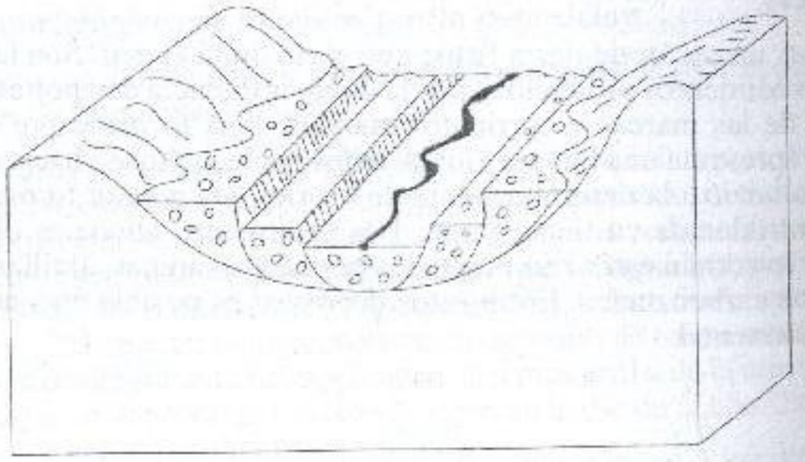


Fig.9.10: Terrazas aluviales.

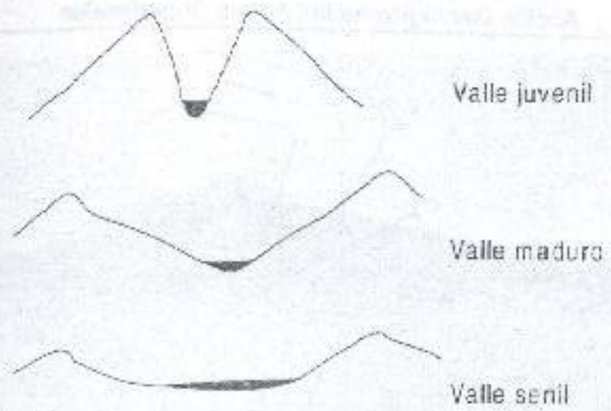


Fig. 9.11: Valles fluviales.

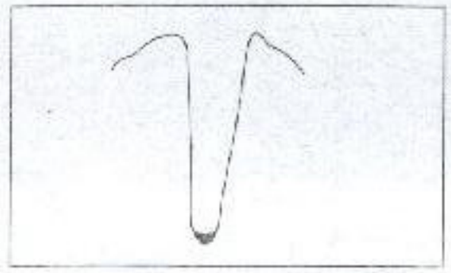


Fig. 9.12: Cañones.

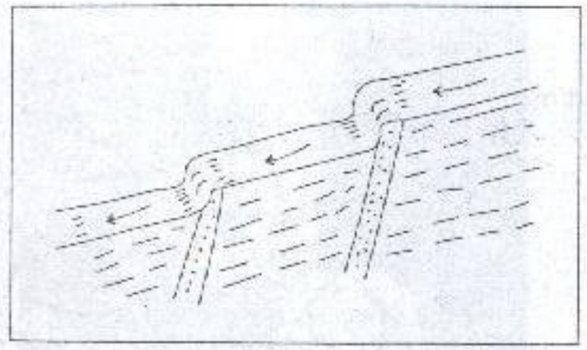


Fig. 9.13: Los rápidos.

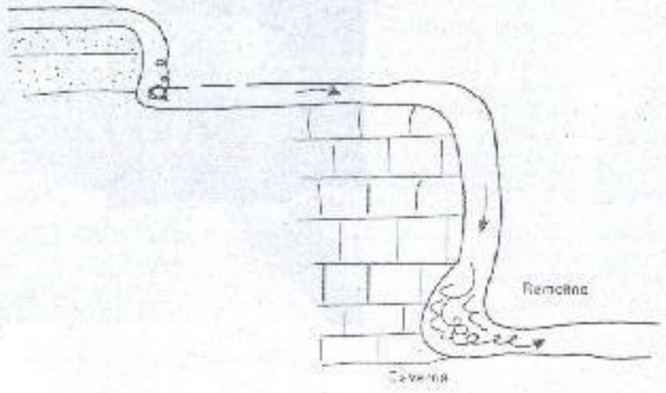


Fig. 9.14: Cascadas y cataratas.

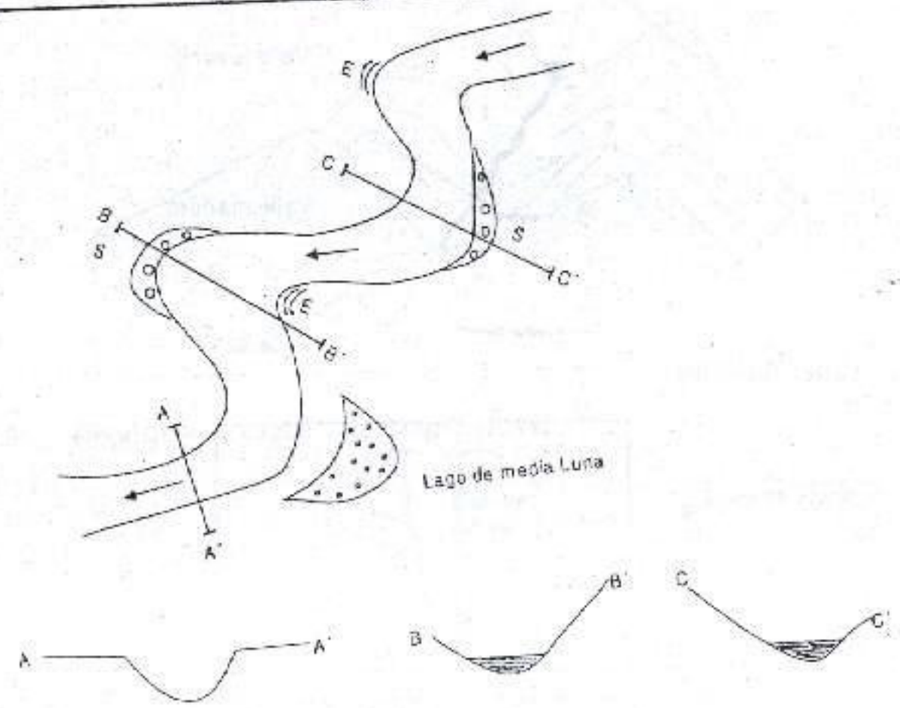


Fig. 9.15: Los meandros.

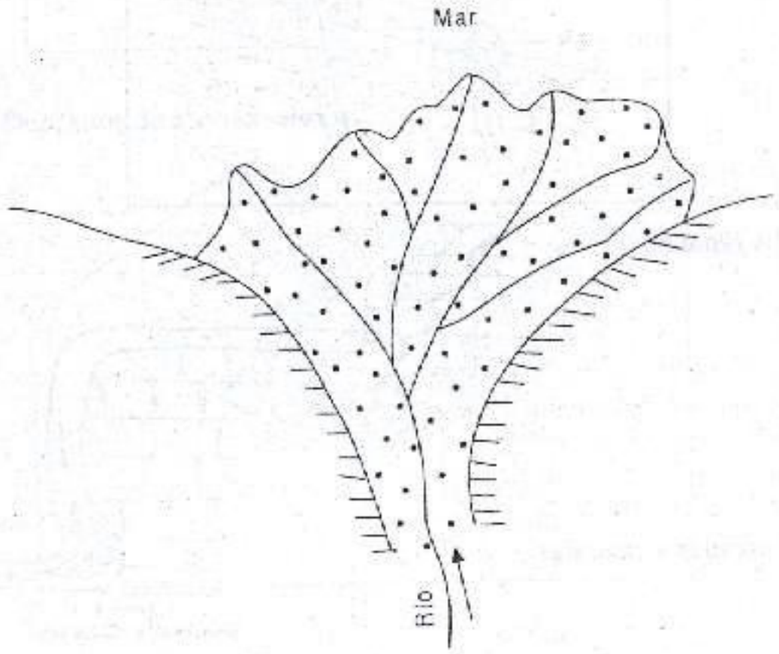


Fig. 9.16: Deltas

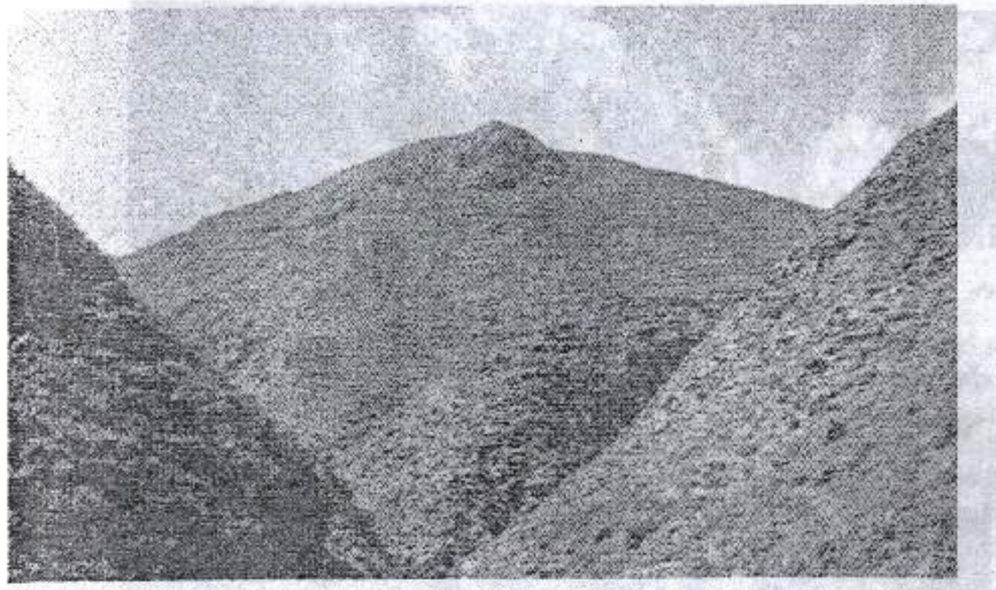


Fig. 9.17: Valle fluvial típico en «V».

Fig. 9.18 Vista de una cascada

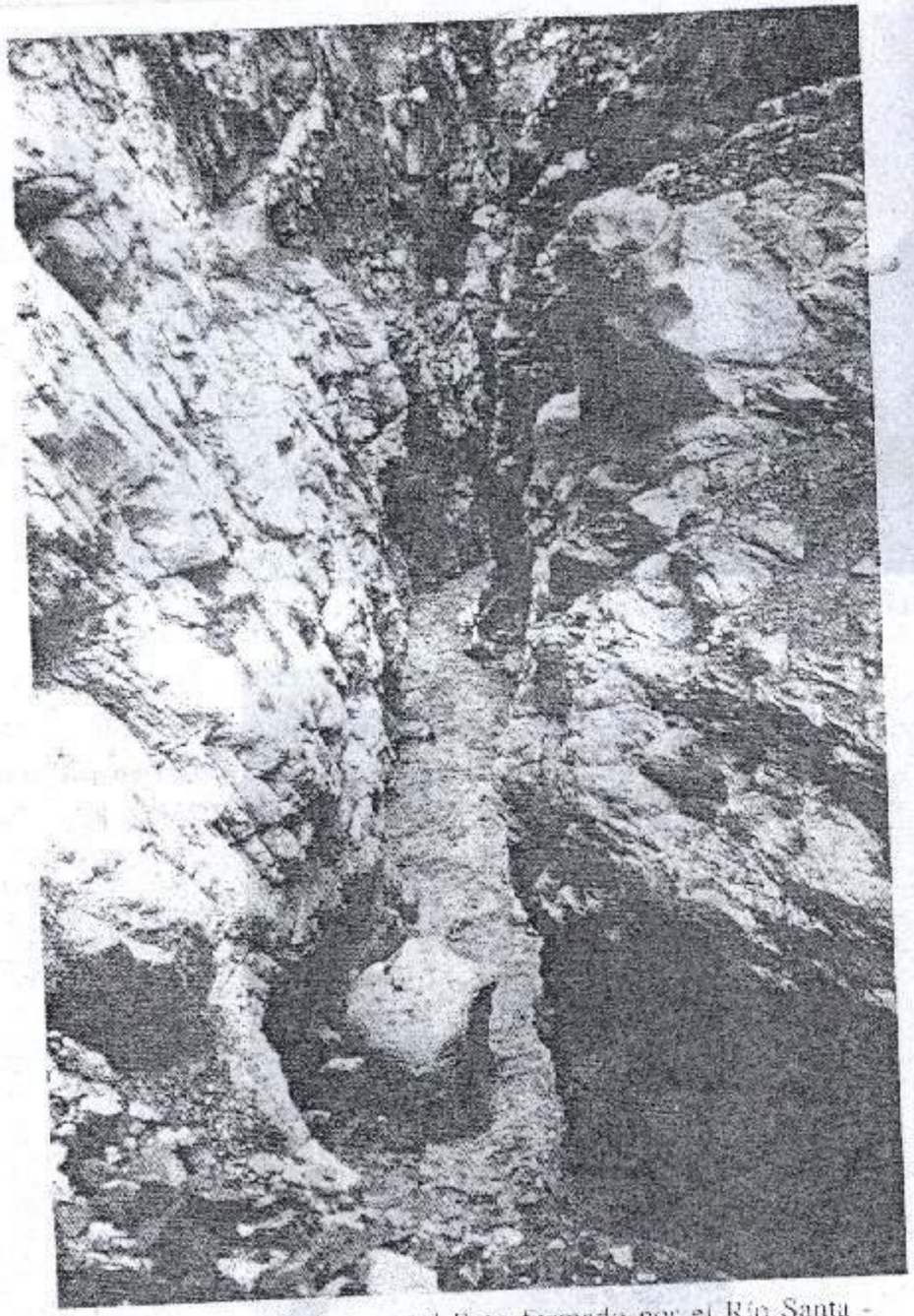


Fig. 9.19: Vista del Cañon del Pato formado por el Río Santa - Ancash.

Capítulo X

ACCIÓN GEOLÓGICA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

El agua subterránea es uno de nuestros principales recursos naturales siendo el más valioso y asequible para la vida en el planeta y es utilizada por el hombre para muchos fines principalmente para el abastecimiento de agua potable para las poblaciones, para la irrigación y para las necesidades de la industria, pero su irracional explotación en algunas regiones ha provocado el agotamiento de su suministro, escasez de agua, hundimiento de los terrenos, la salinización en regiones costeras, y sobre todo la contaminación por los rellenos sanitarios y desechos tóxicos.

A medida que se expandan las poblaciones y se incremente el desarrollo industrial aumentará la demanda de agua, en particular la subterránea. Por tanto, es importante localizar nuevas fuentes de aguas subterráneas, pero a su vez hay que protegerlas de la contaminación y explotarlas adecuadamente para garantizar el uso y por supuesto su recarga que es muy lenta pues está condicionada por la precipitación de lluvias y su filtración como la fuente principalmente de alimentación

El estudio sistemático de las aguas se desarrolla ampliamente de las aguas en el siglo XIX. Época en que nace la Hidrología, como un cuerpo de doctrina en que se concentran todos los conocimientos sobre el agua; el concepto de Hidrografía, se aplica, sin embargo, en sus comienzos, en un sentido restringido, queriéndose definir con él los conocimientos sobre aguas continentales, y aún aguas marinas. Más tarde se constituye la hidrología subterránea, que hoy llamamos Hidrogeología, a consecuencia de las estrechas relaciones que tiene el agua subterránea con la estructura geológica, con la litología y la estratigrafía. Hoy día se admite en todos los tratados, el concepto Hidrología hace referencia a los conocimientos sobre aguas continentales superficiales y el de Hidrogeología al de aguas subterráneas.

La Hidrogeología, como ciencia que estudia exclusivamente las aguas subterráneas, ha tenido que dividirse en una serie de especialidades como resultado de la diversidad de estructuras tectónicas y de constitución física de los materiales de la corteza terrestre, de este modo puede establecerse las siguientes especialidades:

1. Hidrogeología química, que estudia las relaciones entre el agua y su origen.
2. Hidrogeología física, que se dedica a la física y dinámica del agua subterránea.
3. Hidrogeología estructural, que establece las relaciones entre el agua y la tectónica.
4. Hidrogeología cárstica, dedicada al estudio de las aguas que circulan por la caliza y rocas afines.
5. Hidrogeología aplicada, que estudia captaciones y sondeos.
6. Hidrogeología termomineral o conocimiento de las aguas minero-medicinales.

AGUAS SUBTERRÁNEAS

Las aguas subterráneas, aguas del subsuelo, agua subsuperficial, o aguas freáticas son expresiones generalmente usadas para referirse a las aguas que se encuentran saturando los poros, grietas, cavidades del material consolidado y no consolidado, ubicados bajo la superficie terrestre. Desde el punto de vista geológico es un agente de gradación, pues ejercen en su marcha por el subsuelo acciones de erosión, transporte y sedimentación, a la vez que actúan químicamente sobre las rocas a su paso con fenómenos de disolución, sustitución y precipitación, efectos que generalmente no se observan en la superficie

Como se mencionó en el ciclo hidrológico del agua, no toda el agua de lluvia caída sobre la superficie terrestre discurre por ella; parte se infiltra cuando se encuentra con materiales permeables (arenas, gravas, calizas, etc.) o por grietas o fisuras, hasta alcanzar la capa freática, limitada en la parte inferior por rocas impermeables (arcillas, margas, pizarras o rocas eruptivas), y en la parte superior, por el nivel hidrostático, cuya profundidad varía con las precipitaciones atmosféricas y se eleva en épocas de lluvia y baja en épocas de escasas precipitaciones. El agua subterránea compensa el flujo de escorrentía, es pues, una forma de almacenamiento que mantiene las corrientes fluviales durante los periodos de ausencia de precipitaciones, por tanto, el agua que fluye en un río durante un periodo seco constituye lluvia que cayó anteriormente y se almaceno en el subsuelo.

TIPOS DE AGUAS SUBTERRÁNEAS

Las aguas subterráneas de acuerdo a su origen pueden ser tres tipos: meteórica, congénitas y magmáticas:

1. **Meteóricas o aguas de infiltración.** Originadas por la percolación o infiltración a profundidad de las aguas meteóricas derivadas de la atmósfera, que se filtran de acuerdo a la permeabilidad del terreno. Por su volumen es la fuente más importante de las aguas subterráneas

2. **Congénitas o aguas fósiles.** Conocidas también como aguas connatas, son aquellas captadas por los sedimentos en los espacios libres entre partículas en el momento que se depositan en los fondos marinos y se conservan después del proceso de la diagénesis. Estas aguas contienen sales disueltas pero usualmente difieren en composición de las aguas marinas actuales. Las aguas fósiles que contienen alto contenido de sales se denominan *salmueras*, que están asociadas a depósitos de petróleo.
3. **Magmáticas o aguas juveniles.** Se les conoce también como aguas vírgenes. Son aquellas aguas derivadas de cuerpos magmáticos profundos, los cuales pueden contener aproximadamente el 10% de agua, y son liberadas como vapor o líquido durante la cristalización de los magmas. Durante este proceso, estas aguas pueden transportar iones de cobre, plomo, zinc, plata etc., que pueden dar lugar a depósitos minerales. Las aguas termales y los géiseres en áreas de actividad volcánica pueden ser parcialmente de origen magmáticas.

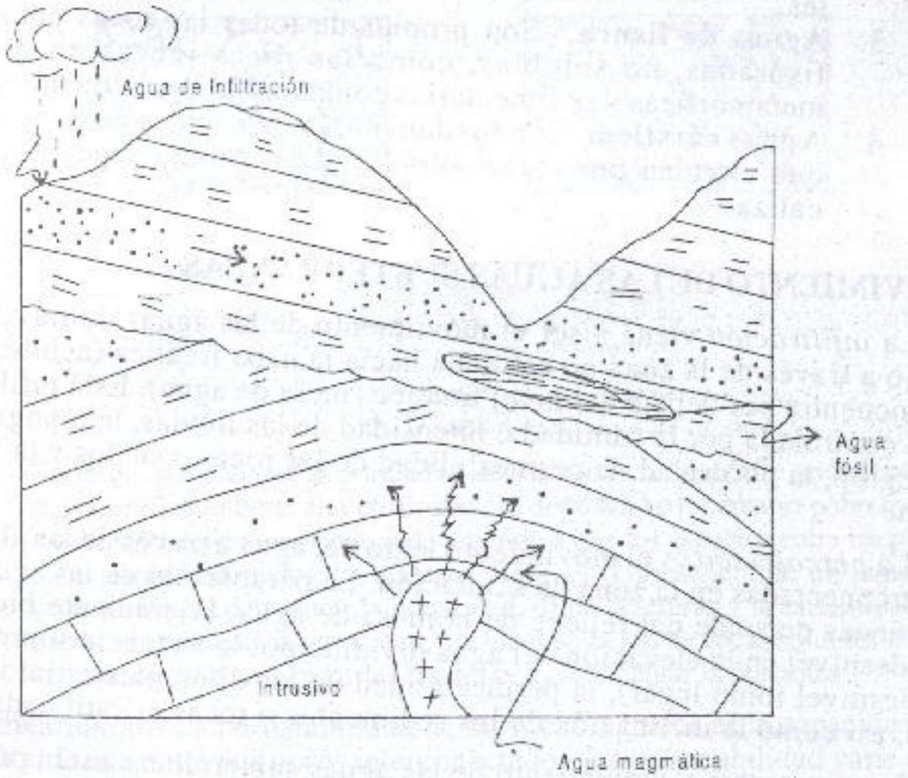


Fig. 10.1 Tipos de aguas subterráneas.

Las aguas subterráneas también pueden clasificarse:

1. **Aguas freáticas libres.** Es el agua de lluvia que se infiltra a través de las rocas porosas y permeables y se encuentra conte-

sarertnocnoside@hotmail.com

nida en el manto permeable, conocida como acuífero, aunque este es un nombre genérico que debe aplicarse a cualquier roca conteniendo agua, sea o no freática. El agua contenida en el manto se llama agua freática y la percolación se llama también circulación freática

2. **Aguas cautivas**: Son aguas esencialmente freáticas, pero están involucradas en estructuras geológicas, en las cuales las rocas permeables están intercaladas entre capas impermeables, por lo tanto las aguas cautivas están sometidas a presión hidrostática. Cuando las condiciones topográficas son apropiadas, las aguas cautivas emergen por su propia presión hidrostática, llamándose aguas artesianas. Estas aguas cautivas cuando no afloran o emergen se les conocen como aguas fósiles.
3. **Aguas de fisura**. Son propias de todas las rocas compactas fisuradas, no solubles, como las rocas ígneas en general, metamórficas y sedimentarias compactas especialmente silíceas
4. **Aguas cársticas**. Son fundamentalmente aguas de fisuras, pero que circulan por rocas solubles y de manera especial por las calizas.

MOVIMIENTO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

La *infiltración* viene a ser el movimiento de las aguas de lluvia hacia abajo a través de la zona no saturada hacia la napa freática (acuífero) que se encuentra por debajo del nivel freático (mesa de agua). Esta infiltración está controlada por la cantidad e intensidad de las lluvias, la topografía de la región, la porosidad, la permeabilidad de las rocas o suelos y la vegetación.

La *percolación* es el movimiento lento del agua a través de las aberturas interconectadas en la zona de saturación. La percolación de las aguas subterráneas depende del relieve de la mesa de agua, la gradiente hidráulica (el desnivel en la elevación del agua dividido por la distancia sobre la cual el desnivel tomó lugar), la permeabilidad de los diferentes estratos de rocas, así como la inclinación de los sedimentos o rocas estratificadas.

La ocurrencia y movimiento de las aguas subterráneas están principalmente controlados por la porosidad y permeabilidad de los diversos tipos de rocas, la naturaleza de estos últimos influye en la velocidad y la cantidad de agua subterránea que puede almacenar.

Porosidad. La porosidad de las rocas o suelos es la proporción del volumen de los poros y cavidades con respecto al volumen total del material, que incluye a estos espacios libres.

$$\text{Porosidad (\%)} = \frac{\text{Volumen de los poros x 100}}{\text{Volumen total roca}}$$

Una roca contiene una cantidad de huecos poros, cavidades, fracturas que constituye su porosidad a su vez ésta determina la cantidad de agua subterránea que puede retener. Esta capacidad depende de varios factores, principalmente de la forma y arreglo de sus partículas constituyentes, del grado de clasificación de sus partículas, de la cementación y compactación a las cuales han estado sujetas durante su deposición, remoción de la materia mineral a través de las soluciones y del fracturamiento de las rocas.

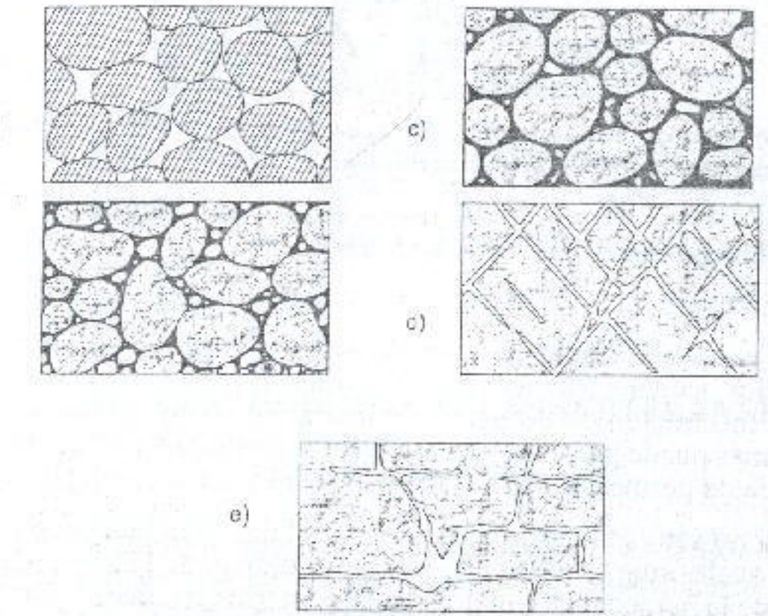


Fig. 10.2 Factores que afectan la porosidad de las rocas: a) depósito sedimentario bien clasificado tiene alta porosidad; b) depósito sedimentario pobremente clasificado tiene menos porosidad debido a que los espacios entre las partículas están rellenados de material fino; c) la presencia de un material cementante puede reducir la porosidad; d) las fracturas y la estratificación puede incrementar la porosidad; y e) la disolución de rocas solubles como las calizas puede agrandar las fracturas e incrementar la porosidad.

Permeabilidad. La permeabilidad de las rocas o suelos es la capacidad de trasmitir el fluido entre sus poros interconectados. La permeabilidad varía con la forma y tamaño de los poros y el tamaño, forma y extensión de su interconexión. Las rocas permeables son siempre porosas, pero una roca con alta porosidad no necesariamente es altamente permeable. Ejemplo, la roca volcánica *pumita* conocida como *piedra pómez* es altamente porosa pero con muy baja permeabilidad, porque sus poros no se hallan interconectados. Por consi-

guiente, los sedimentos y rocas permeables que trasmiten libremente el agua subterránea se denominan *acuíferos*.

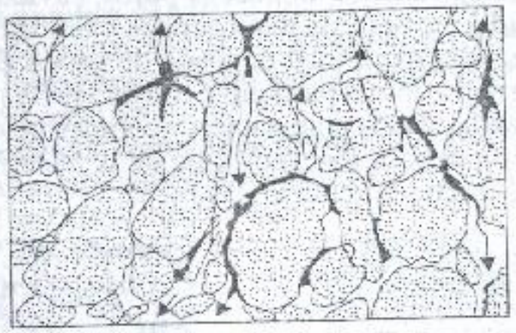


Fig. 10.3 Se observa el movimiento del agua entre los poros y cavidades que se interconectan entre sí (permeabilidad).

ZONAS DE AGUAS SUBTERRÁNEAS

En sentido vertical las aguas subterráneas presentan dos zonas:

1. **Una zona no saturada o zona de aireación**, en la cual los poros de las rocas o suelos pueden contener tanto aire como agua. Es en esta zona donde se produce la infiltración de las aguas de lluvias; pero que nunca se satura por completo, más puede presentar lentes de aguas colgadas que han aprovechado la diferencia de permeabilidad de los materiales para acumularse.

La zona no saturada está dividida en tres fajas: una faja superior con una mezcla de suelos que se encuentra justo por debajo de la superficie terrestre que contiene la humedad del suelo, una faja intermedia, que está debajo de las raíces de las plantas mayores y tiene importancia por trasmitir el agua a mayores profundidades, y una faja capilar, en donde el agua se encuentra entre los poros por atracción molecular entre el material y el agua.

2. **Una zona saturada** es aquella en la cual todos los poros y fracturas posibles en las rocas o suelos se encuentran llenos de agua. Es en esta zona donde al agua acumulada se denomina *agua subterránea*. En esta zona se distinguen el nivel freático, la napa freática y el lecho impermeable:

El *nivel freático* es una superficie irregular ubicada entre la zona de aireación y la zona de saturación justo por debajo de la franja capilar; varía de acuerdo al grado de precipitación y la topografía del terreno. *La napa freática* se encuentra por debajo del nivel freático y sobre el lecho impermeable; al material rocoso que contiene el agua se le conoce como acuífero. Cabe anotar que donde esta napa corta a la superficie se formarán las filtraciones: charcos, lagos, lagunas y «puquiales». El *lecho impermeable* está constituido por rocas y sedimentos que no permiten circular el agua.

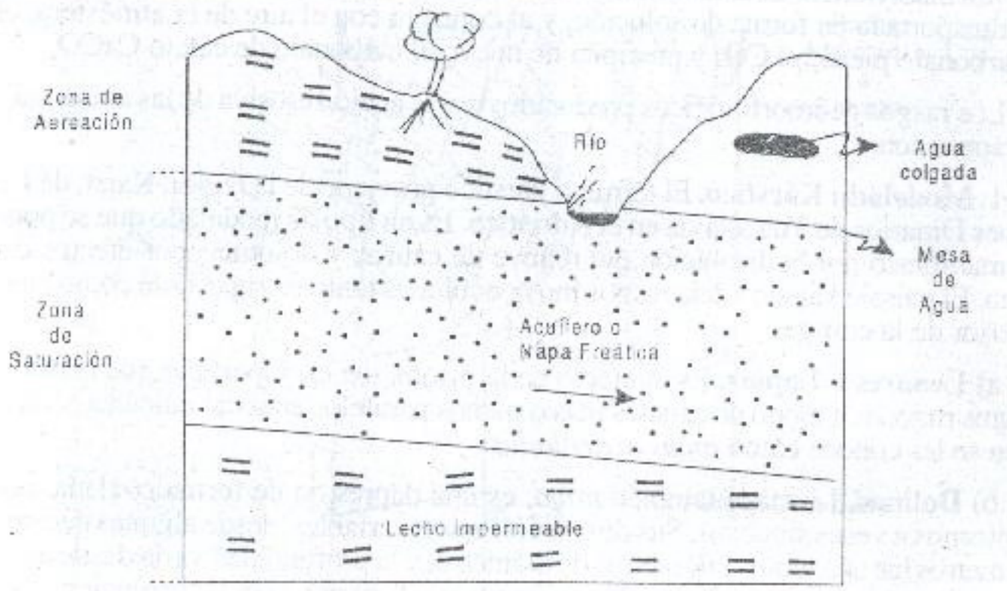


Fig. 10.4 Zonas de las aguas subterráneas

PROCESOS GEOLÓGICOS DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

Proceso Erosivo

El principal proceso erosivo de las aguas freáticas es la *disolución*, que consiste en el ataque químico de las rocas calizas superficiales, debido al anhídrido carbónico, parte proveniente de la atmósfera y parte del desprendido por las plantas, formando el ácido carbónico, que actúa sobre el carbonato de calcio de las calizas y lo transforma en bicarbonato, el cual es una sustancia soluble.

$$Ca\,CO_3 + CO_2 + H_2O \longrightarrow Ca\,(CO_3\,H)_2$$

De este modo las aguas subterráneas van disolviendo las calizas y formando cavernas y cuevas, que pueden llegar a tener grandes dimensiones.

El poder disolvente de las aguas subterráneas se intensifica considerablemente al aumentar la presión y la temperatura, así como cuando existen en aquéllas gases disueltos. En particular, el agua químicamente pura ejerce en las calizas un insignificante efecto disolvente, pero en presencia del anhidro carbónico, la agresividad de esta agua aumenta considerablemente.

Los terrenos calcáreos son impermeables e insolubles al agua pura, pero suelen tener muchas fracturas, por las cuales penetra el agua con bicarbonato cálcico, que

las van disolviendo. Esta reacción es reversible, debido a que la sustancia disuelta es transportada en forma de solución, y al contacto con el aire de la atmósfera, el bicarbonato pierde el CO_2 y precipita de nuevo el carbonato de calcio $CaCO_3$.

Los rasgos geomorfológicos producidos por la acción erosiva de las aguas subterráneas son:

1. **Modelado Kárstico.** El término kárstico proviene de la región Karst, de los Alpes Dinarios de Yugoslavia en el Adriático. Es un tipo de modelado que se pone de manifiesto por la disolución del relieve de calizas y dolomías por efectos del agua. El paisaje kárstico deja rasgos muy peculiares tanto en superficie como en el interior de la corteza.

a) **Lenares o Lapiaz.** Es el efecto de la disolución en superficie que presenta rasgos rugosos a modo de canales más o menos paralelos en rocas calcáreas. También se les conoce como *rocas acarriladas*.

b) **Dolinas.** Llamada también *torca*, es una depresión de forma ovalada, con contornos a veces sinuosos. Sus dimensiones son variables, desde algunas decenas de metros hasta algunos kilómetros de diámetro, y la profundidad varía desde algunos metros hasta más de 200 m. Estos rasgos son formados por la disolución o por la caída de los techos de las cavernas que se encuentran cerca de la superficie. Cuando varias dolinas se unen, forman una depresión de contornos sinuosos, parecidos a una rosa de pétalos abiertos y se la llama *uvala*.

También se las conoce como *sumideros*, que se comunican con las profundidades por medio de canales verticales conocidos como *pozos de infiltración*.

c) **Pozos de Infiltración.** Son conductos verticales que unen los sumideros con las cavernas o grutas, por los cuales el agua superficial se introduce a profundidad.

d) **Cavernas, grutas o cuevas.**- Son grandes oquedades que siguen zonas de fracturas y planos de estratificación de rocas calcáreas donde son más fácilmente atacadas y finalmente disueltas.

Muchas grandes cavernas son horizontales y a veces inclinadas, sugiriendo que el control está guiado por la posición de la mesa de agua. Dentro de las cavernas a veces se presentan puentes naturales. La mayoría de las cavernas se forman en el nivel freático o inmediatamente debajo de él en la zona de saturación. Las características que despiertan gran curiosidad a la mayoría de los visitantes son las formaciones rocosas que proporcionan un espectáculo maravilloso, que dicho de paso no son rasgos erosivos sino deposicionales creados por el goteo en grandes periodos de tiempo. Las diversas rocas de precipitación que se encuentran en las cavernas se denominan *espeleotemas* como son las estalagmitas y estalactitas.

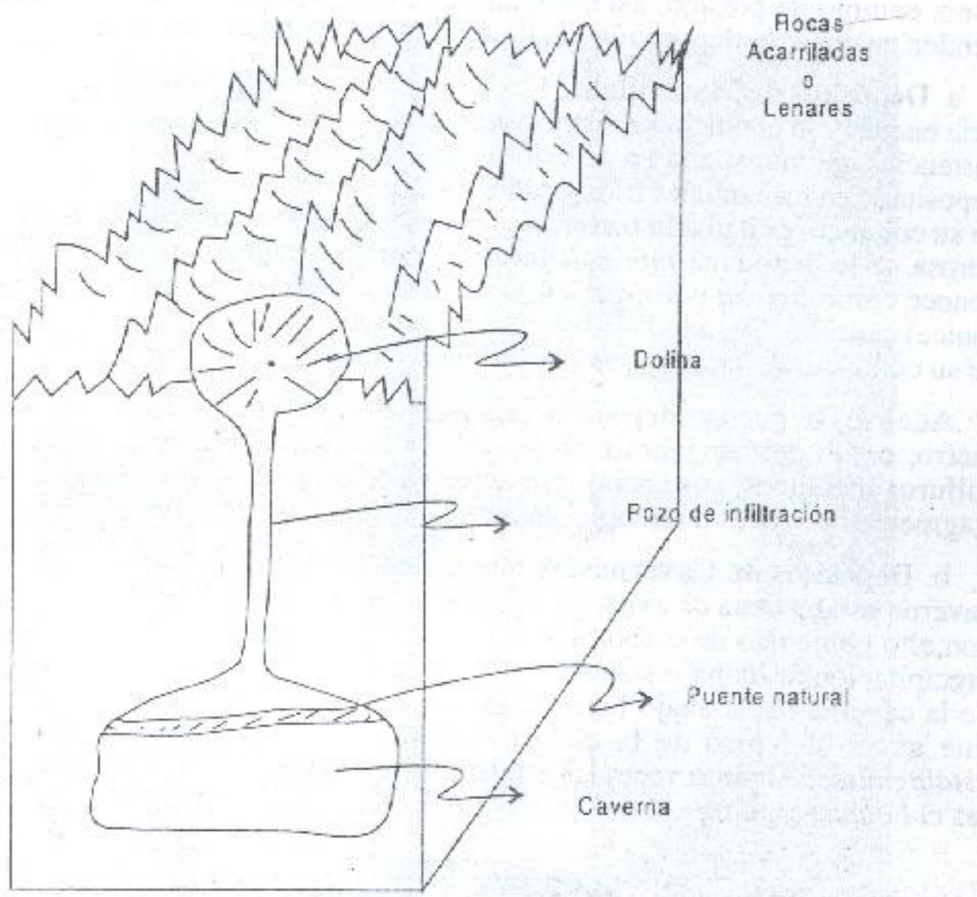


Fig.10.5 Rasgos geomorfológicos por la acción erosiva de las aguas subterráneas.

Proceso de Transporte

Las aguas subterráneas transportan los materiales productos de su acción erosiva, mediante el proceso de la *solución*, en forma de sustancias solubles principalmente en forma de iones, los más comúnmente presentes son los bicarbonatos y sulfatos de calcio, magnesio, sodio y pequeñas cantidades de cloruros, silicatos y fosfatos y otros elementos.

Proceso de Deposición

Como se mencionó anteriormente, la erosión produce sustancias disueltas que son transportadas en forma de solución. Muchas de las aguas subterráneas contienen comúnmente bicarbonatos, sulfatos de calcio, magnesio y sodio, con pequeñas cantidades de cloruros y fosfatos. Todas estas sustancias pueden estar sujetas a cambios de temperaturas, evaporación, pérdida de dióxido de car-

bono, cambio de presión, así como al trabajo de bacterias o algas, los cuales tienden a causar la deposición de algunas de las sustancias disueltas.

a. **Depósitos de Manantiales**. Las aguas subterráneas al emerger a la superficie encuentran condiciones fisicoquímicas diferentes, por lo que precipitan las sustancias que transporta en solución, así el carbonato de calcio es el material depositado en manantiales fríos y calientes. Este carbonato depositado alrededor de su conducto es llamado *travertino*, en caso de presentarse en forma o textura porosa se le denomina *tufa calcárea*, si contiene fragmentos de calcita se le conoce como *brecha calcárea* y si se deposita en forma de bandas como *onix* (ónice) calcáreo. Cuando la sustancia soluble de un géiser se deposita alrededor de su conducto se llama *geiserita*, que es óxido de silicio amorfo.

Además se pueden depositar yeso y otras sustancias como hidróxido de hierro, óxido de manganeso, cloruro de sodio, carbonato de sodio, azufre y sulfuros metálicos, sustancias que actúan como cementantes o matriz de los fragmentos de rocas o reemplazan a otras sustancias.

b. **Depósitos de Cavernas.** Algunos depósitos se han formado cuando la caverna estaba llena de agua, otros cuando dicha agua fue drenada. Las aguas con alto contenido de carbonato de calcio, al gotear lentamente, producen la precipitación de dicha sustancia en forma de aguja. La que se origina del techo de la caverna hacia abajo llamada *estalactita*. Los montículos de carbonatos que nacen del piso de la caverna y crecen hacia arriba se denominan *estalagmitas*. Algunas veces las estalactitas y estalagmitas se unen para formar las *columnas o pilares*.

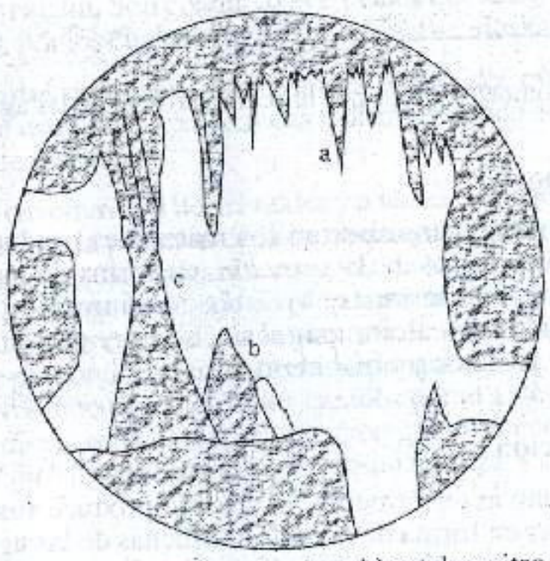


Fig.10.6 Depósitos de cavernas: a) estalactitas, b) estalagmitas, y c) columnas, todas ellas están compuestas de carbonatos de calcio.

Fig. 10.7 Gruta con deposición de carbonato de calcio.

Fig. 10.8 Estalactitas y precipitaciones masivas de carbonatos de la Cueva de Huagapo (Foto A. Lagos)

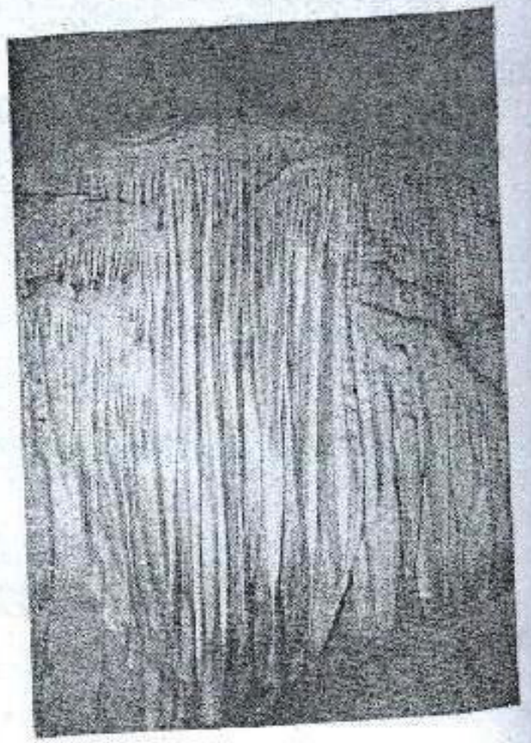


Fig. 10.9 Estalagtitas (Foto A. Lagos)

Fig. 10.10 Estalagmitas (Foto A. Lagos)

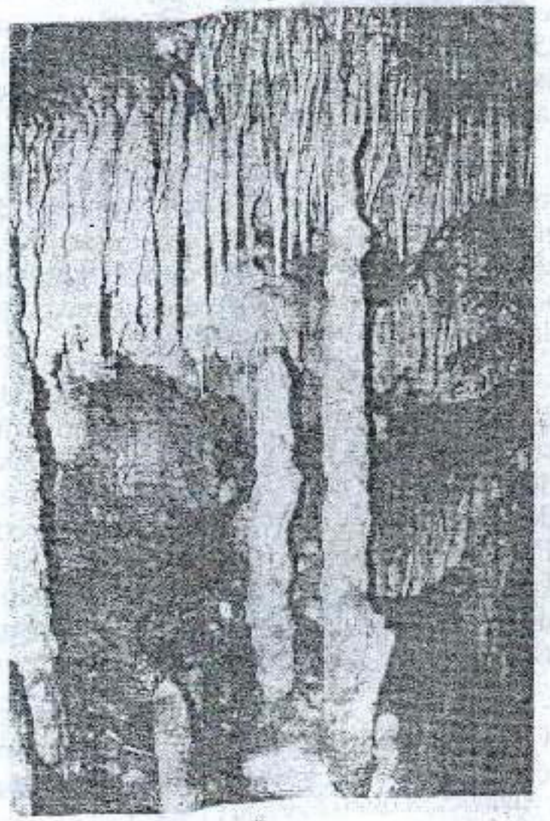


Fig. 10.11 Estalactitas y estalagmitas (Foto A. Lagos)

MANANTIALES O FUENTES

Son filtraciones de aguas cuando el nivel freático corta la superficie terrestre produciéndose un flujo natural de salida de agua subterránea, que se denomina manantial o fuente. Estos manantiales se forman cuando el lecho impermeable no permite la circulación descendente de las aguas obligando su movimiento lateral, que al encontrar una roca permeable aflora en superficie. Pero muchas situaciones geológicas llevan a la formación de manantiales como las presencia de fracturas por el cual escapa esta agua hasta la superficie a lo largo de una pendiente.

FUENTES TERMALES Y GÉISERES

Se denomina fuente, o manantial cualquier salida natural del agua subterránea a la superficie terrestre. Estas fuentes se diferencian entre sí no solo por la magnitud de su volumen de afloramiento, sino también por el grado de mineralización del agua (iones en solución) y por la temperatura de ésta.

Por tanto la clasificación de las aguas termales se basa en su temperatura, contenido de iones en solución y composición química.

Por definición. el agua de una *fuente termal* está dentro de un rango de 6º y 9 °C más que la temperatura media anual del aire para las localidades donde aparecen y *agua mineral natural* si contiene más de 1 000 mg/l de sales disueltas o 250 mg/l de gases de CO2. Para clasificar las aguas químicamente, se han usado todos los iones, cuyo contenido es por lo menos 20 %, según el orden aniones-cationes se clasifican en aguas sulfatadas, carbonatadas, cloruradas, etc.

La gran mayoría de estas fuentes tienen como origen el enfriamiento de las rocas ígneas tanto plutónicas como volcánicas. En menor cantidad debido al grado geotérmico, que teóricamente nos indica que al profundizar 33 m se eleva la temperatura 1 °C por consiguiente, cuando el agua subterránea circula a grandes profundidades, se calienta. Si se eleva a la superficie, el agua puede emerger como una fuente termal.

Los *géiseres,* palabra derivada de Islandia "geysa" que significa "salir a chorro". Son fuentes termales intermitente en las cuales las columnas de agua son expulsadas con gran fuerza a diversos intervalos, alcanzando a menudo 30- 40 m en el aire, después de cesar el chorro de agua, se lanza una columna de vapor normalmente con un ruido atronador, caso típico del Old Faithful del Parque Nacional de Yellowstone en USA, que hace erupción una vez por hora. Los géiseres se encuentran donde existen grandes cámaras subterráneas dentro de las rocas ígneas calientes e incluso cuando el agua fría alcanza estas cámaras se calientan gracias a lasa rocas circundantes.

En el Perú se han inventariado más de 500 de estas fuentes (INGEMMET). Cuya mayoría es de uso exclusivamente de desarrollo turístico-medicinal y de escaso potencial para el desarrollo de la energía geotérmica o industrial.

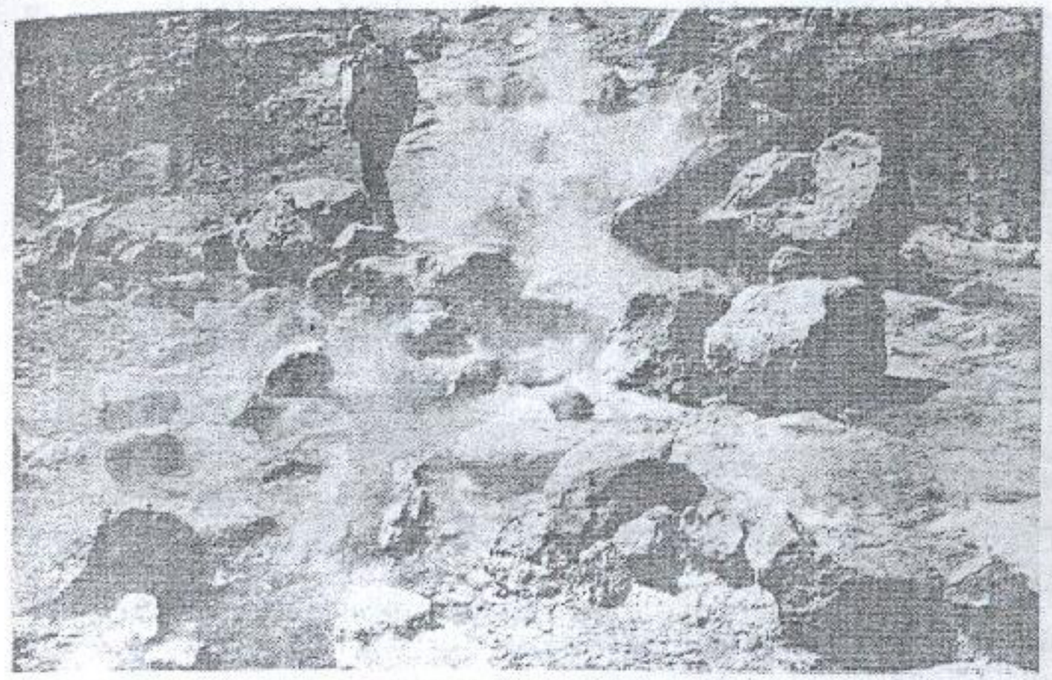


Fig. 10.12 Campo termal «La Boratera» en el río Maure - Tacna (Foto B. Zavala)

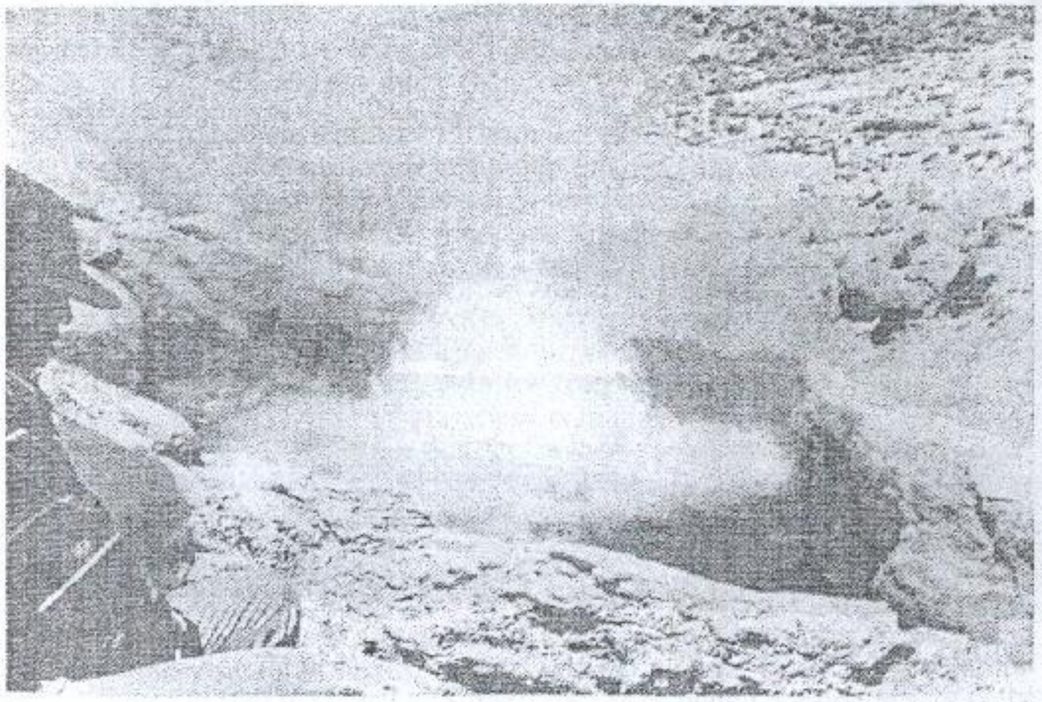


Fig. 10.13 Géyser en río Calientes en las cercanía del Volcán Tutupaca (Foto B. Zavala)

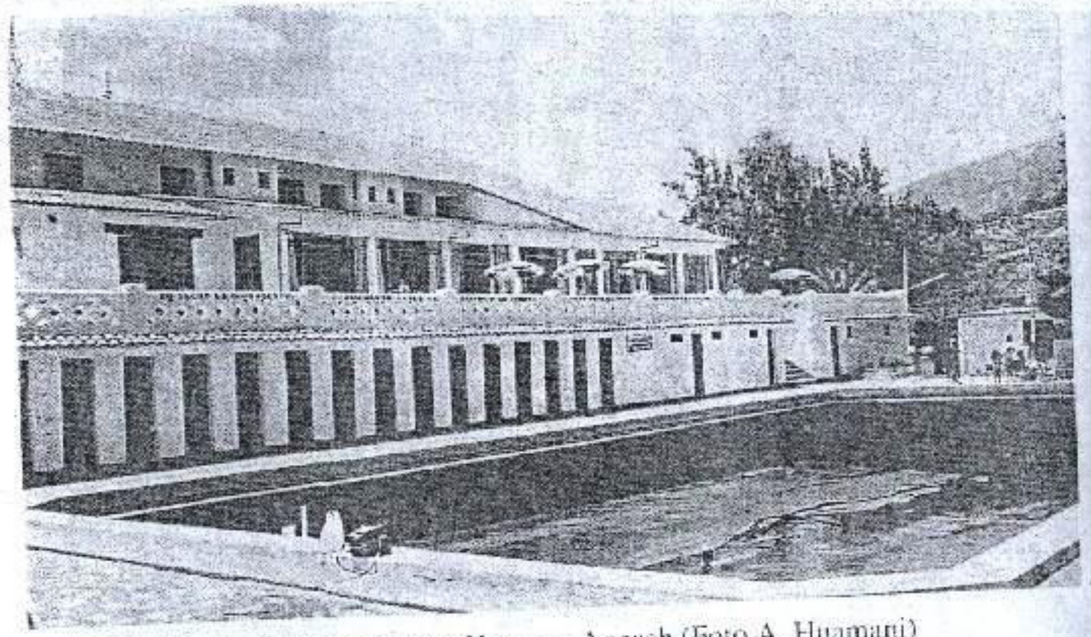


Fig.10.14 Fuente de Monterrey en Huaraz - Ancash (Foto A. Huamani)

Fig.10.15 Baños del Inca en Cajamarca (Foto A. Guzmán)

PROBLEMÁTICA EN EL USO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

El agua subterránea es un recurso natural valioso que se explota sin ninguna consideración a los efectos de su abuso y mal empleo. Su explotación irracional puede traer muchas consecuencias como:1)descenso del nivel freático, lo cual hace que los pozos se agoten, 2) pérdida de la presión hidrostática, causante de que los pozos que tenían flujo libre deban ser bombeados, 3)invasión de agua salada, 4) hundimientos y 5)contaminación de agua subterránea

Descenso del nivel freático.- Extraer el agua subterránea a una tasa significativamente mayor que la de su reemplazo por recarga natural o artificial puede tener efectos graves. Por ejemplo:

Las aguas subterráneas en la ciudad de Lima se encuentran en el cono aluvial del río Rímac y constituyen un recurso importante para el abastecimiento poblacional. Su aprovechamiento en los últimos 20 años ha sido significativo, y que, sin nuevos recursos de agua superficial, las ciudades de Lima y Callao se han desarrollado gracias a la perforación y explotación de pozos de agua subterránea.

La Fig.10.16 (a) nos indica la situación del acuífero hace aproximadamente 30 años, en el cual la napa freática era cortada por el acantilado de la Costa Verde, en el cual brotaban chorros o chorrillos de agua dulce que como evidencia se tienen las grutas a lo largo del acantilado en las cuales se depositaron carbonato de calcio. Por la explotación intensiva del acuífero en el lapso señalado el nivel freático ha disminuido drásticamente, haciendo desaparecer todas las filtraciones de agua dulce (b).

Invasión de agua salada.- El bombeo excesivo de agua subterránea en zonas costeras puede dar como resultado una invasión de agua salada, como ocurrió en los pozos de las Urbanizaciones Santa Luisa, Leoncio Prado, Las Moreras del distrito La Perla-Callao, que tuvieron que ser abandonados hasta que la recarga natural de agua dulce restaure el nivel anterior de la capa freática.

Hundimientos.- Cuando se extrae grandes cantidades de agua subterránea de sedimentos y rocas sedimentarias mal consolidadas se reduce la presión del agua entre los granos, y el peso de los materiales superiores hacen que los granos se compriman ello arroja como resultado el hundimiento del terreno como está sucediendo en las calles del Callao o que al paso de camiones pesados hacen que el terreno vibre como si fuera los efectos de un sismo.

Contaminación.-La contaminación de las aguas subterráneas es una cuestión seria, en particular en las regiones donde los acuíferos proporcionan una parte del suministro de agua. Un origen común de la contaminación es la de los subproductos industriales, las aguas residuales, los rellenos sanitarios, los sitios de deposición de desechos tóxicos y la agricultura. Cuando los contaminantes llegan al sistema del agua subterránea se difunden por donde éste viaja,

lo cual puede dificultar su contención. Las fosas sépticas liberan lentamente las aguas residuales al terreno donde se descomponen por oxidación, así como por la acción de los microorganismos y se filtran en los sedimentos a medida que discurren a través de la zona de aireación.

Por desgracia, muchos de estas fuentes de contaminación siguen siendo descargados en forma inadecuada contaminando el agua subterránea, el suelo y el agua superficial.

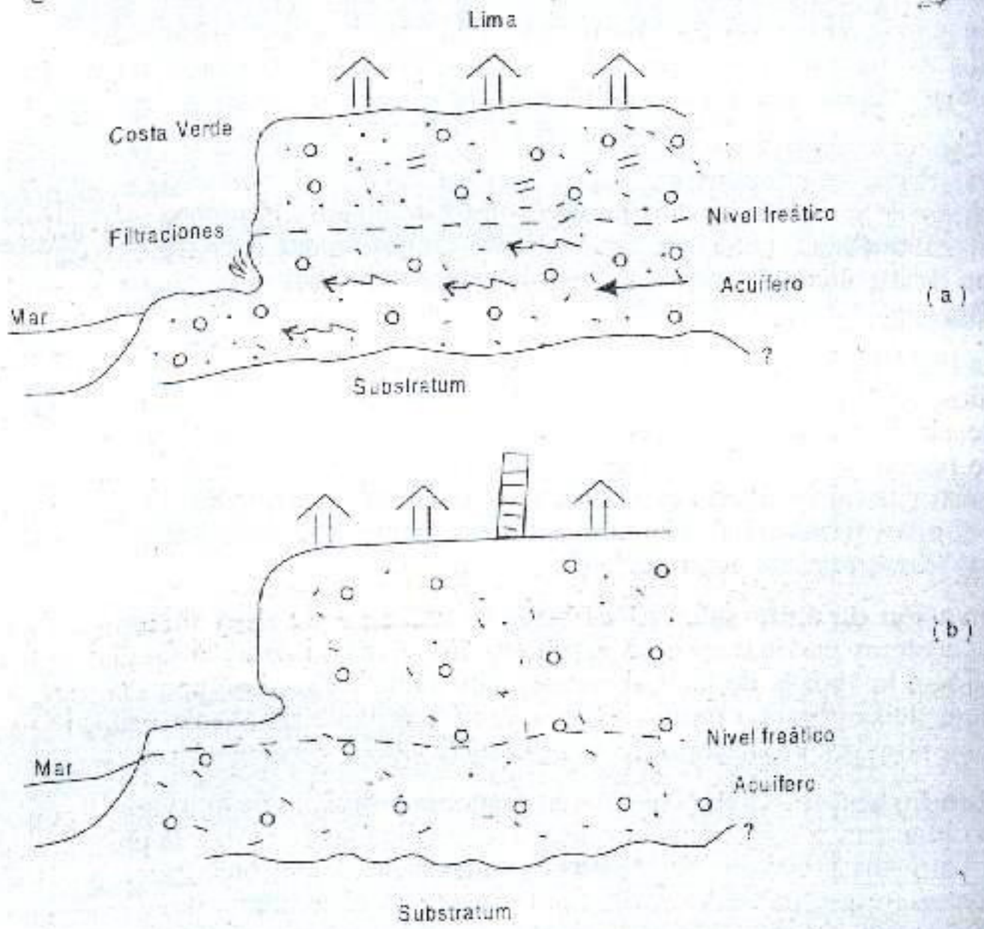


Fig.10.16 Fluctuaciones del nivel freático de las aguas subterráneas de la ciudad de Lima.

Fig.10.17 Vista de los acantilados de la Costa Verde en Lima, en donde se observa las cavernas y las precipitaciones de los carbonatos que indican surgencia en tiempos pasados de las aguas subterráneas que brotaban en forma de «chorrillos»

Fig.10.18 Vista de las grutas en los acantilados de la Costa Verde (antes Agua Dulce), por donde brotaban las aguas subterrá

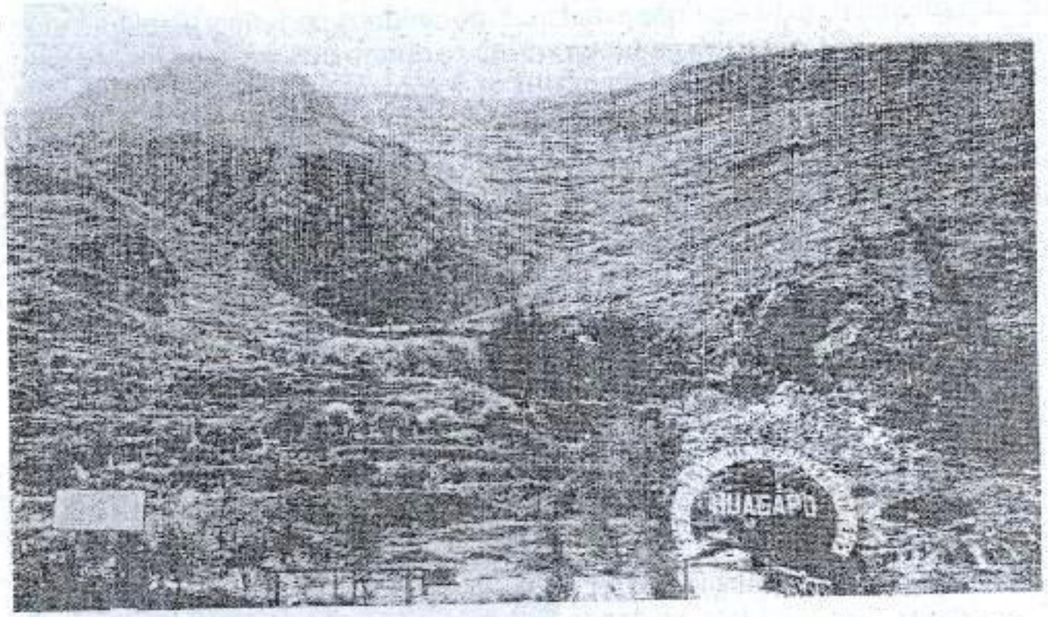


Fig.10.19 Entrada de la cueva de Huagapo configurada en rocas calcáreas del Grupo Pucará. A la derecha se observa la resurgencia de un arroyo a 30 m por debajo del talweg de la cueva (Foto A. Lagos)

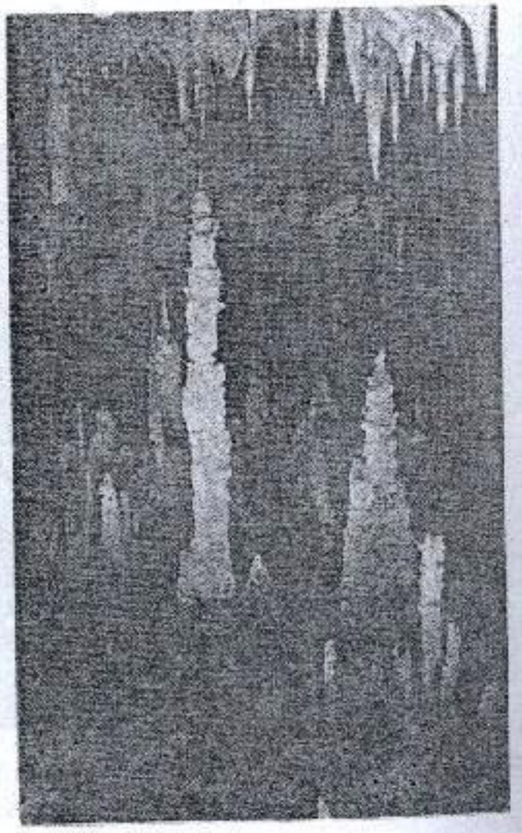


Fig.10.20 Estalagmitas y estalactitas en la Cueva de Huagapo (Foto A. Lagos)

SISTEMA KÁRSTICO EN EL PERÚ

En el Perú el fenómeno kárstico se desarrolla principalmente al Este de la divisoria donde las calizas mesozoicas alcanzan notables espesores dentro de los cuales podemos destacar:

El Karst de Tingo María, en el departamento de Huanuco denominado "La Bella Durmiente", conjunto de cumbres calcáreas situada al SO de Tingo María. El sistema subterráneo de la Bella Durmiente consiste de tres cavidades, situados sobre la margen derecha del Río Monzón, al oeste de Tingo María en el cual destacan "La cueva de las lechuzas", "La cueva de los guacamayos" y "La cueva de la Ventana". La "Cueva Pumahuasi" situado en el Río Tullumayu, afluente del río Huallaga, está a 25 km de Tingo Maria siguiendo la ruta a Pucallpa, poco después del cruce que lleva a Aucayacu.

El Karst del SE de Junín, comprendido entre San Pedro de Cajas - Palcamayo en la provincia de Tarma en donde destaca "La cueva de Huagapo" conocida desde tiempos inmemoriales situado a 3,5 km del poblado de Palcamayo, siguiendo el camino que lleva a San Pedro de Cajas, el cual pasa por el valle del río Chaka.

CUEVA DE LAS LECHUZAS

La población de Tingo María capital de la provincia de Leoncio Prado, departamento de Huanuco, se encuentra a orillas del Río Huallaga a una distancia de 600 km de Lima y a 8 km al SO de ella se ubica la Cueva de Las Lechuzas ubicada dentro del Parque Nacional de Tingo Maria.

Las rocas que afloran tienen edades que varían desde el Pérmico superior al Holoceno: El Grupo Mitu (Pérmico superior) conformada por areniscas de grano fino intercalados con limoarcillitas y arcillitas de coloración gris violáceo a gris rojiza y dispuestos en estratos delgados e infrayace a la Formación Chambará del Grupo Pucará (Triásico superior) que está constituida de calizas de color gris oscura dispuestos en estratos gruesos mayores de 50 cm y depósitos fluviales y aluviales.

La entrada a la cueva, luego de subir una escalera se ingresa a una gran abertura de 35 m de ancho y 30 m de altura, conformada de grandes farallones de calizas envueltas en una tupida vegetación, cuya altitud es de 700 msnm. Luego aparece una sala de amplias dimensiones con grandes estalagmitas y muchas huellas de disolución. Se pasa a una segunda sala en la que se puede observar abundante filtración de H_2O, espeleotemas pavimentarías, esporádicas estalagmitas y gran cantidad de materiales de desprendimientos cementadas por concreciones pavimentarías. Subiendo 50 m de desnivel se llega a la tercera sala donde se encuentran grandes estalactitas, estalagmitas y algunas concreciones excéntricas, en este sector se encuentran comunicaciones que constituyen galerías, salas y gateras. Retomando la galería principal y a 30 m de

desnivel aparece una gatera de un metro de ancho y atravesando este tramo se llega a un gran salón de enormes dimensiones (80 m de largo, 40 m de ancho y 70 m de altura), sus enormes dimensiones y los abundantes materiales a cumulados, sugieren que este compartimiento probablemente ha sido producido por un mecanismo de hundimiento de los pisos de los conductos superpuestos, es muy notorio el crecimiento de estalagmitas sobre bloques caídos, se observa una cascada impresionante con hermosos fenocristales de calcita, la formación de esta cascada indica una gran actividad en la disolución del CO_3Ca

LA CUEVA DE HUAGAPO

La Cueva de Huagapo ubicada en el departamento de Junin, a 100 km de Tarma en direcciòn NO y está situada a 3.5 km del pueblo de Palcamayo siguiendo el camino que lleva a San Pedro de Cajas, pasando por el valle del Río Chacas.

Las rocas que afloran son básicamente calizas de la Formación Chambará del Grupo Pucará , litológicamente conformada de calizas micríticas de color gris oscuro dispuestas en estratos gruesos mayores de 50 cm, se observa un sinclinal de flancos asimétricos cuyo eje posee una orientación NO-SE y que constituye el control estructural del sistema subterráneo de la Cueva de Huagapo. La entrada a la cueva de Huagapo es enorme de 30 m de ancho y 70 m de altura, a la margen derecha de dicha entrada se observa un riachuelo que sale al exterior 90 m. más adelante

Ingresando a más o menos 250 m de la entrada, el ancho de la cueva se reduce y el techo se eleva formando un enorme encañonamiento con paredes verticales y subverticales que indican la gran influencia de los sistemas de diaclasamientos. Las estalactitas tienen mayor presencia que las estalagmitas pero son pocos desarrollados y en poca cantidad. A 700 m de la entrada se encuentra un ramal a la derecha con una longitud de 400 m donde se encuentra la denominada "Gruta Seca". En este sector se observan mayor cantidad de estalactitas y estalagmitas. Posteriormente continuando 150 m sobre la galería principal se llega a un sifón terminal, expediciones recientes han atravesado este sifón y han logrado avanzar 1000 m de desarrollo.

Capítulo XI

ACCIÓN GEOLÓGICA DEL MAR

Los océanos y mares son grandes masas de agua salada interconectados que tienen un lugar importante en la geología. Ellos representan un área cercana a 360 millones de kilómetros cuadrados o el 71% de la superficie de la Tierra y son los últimos lugares donde llegan los sedimentos provenientes de los continentes. En términos de abundancia relativa, las aguas de los océanos ocupan el 86% del agua total de la Tierra.

Esta enorme masa de agua tiene una energía interna creada por factores como la temperatura, salinidad, viento y otros de carácter físico, así como factores extraterrestres como la atracción de los astros, que provoca el movimiento en el agua en forma de mareas y oleaje, ésta última es la encargada de producir la acción geológica del mar.

Océanos	Área Superficial	Superficie mundial km2	Profundidad media %	Profundidad maxima mm
Pacífico	166 241 000	46	4 188	11 000
Atlántico	86 577 000	23,9	3 736	9 200
Índico	73 427 000	20,3	3 897	7 500
Ártico	12 257 000	2,6	1 117	5 300

La profundidad promedio de las cuencas oceánicas se ha determinado en 3 729 m por medio de sonda acústica; la densidad media es de 1,025 gramos por centímetro cúbico, con un promedio de salinidad de 34 482 partes por millón (ppm).

TOPOGRAFÍA MARINA

Utilizando un instrumento llamada sonda acústica y otros instrumentos de sensores remotos se ha determinado que el piso marino no es homogéneo ni plano, sino que presenta diversos accidentes topográficos:

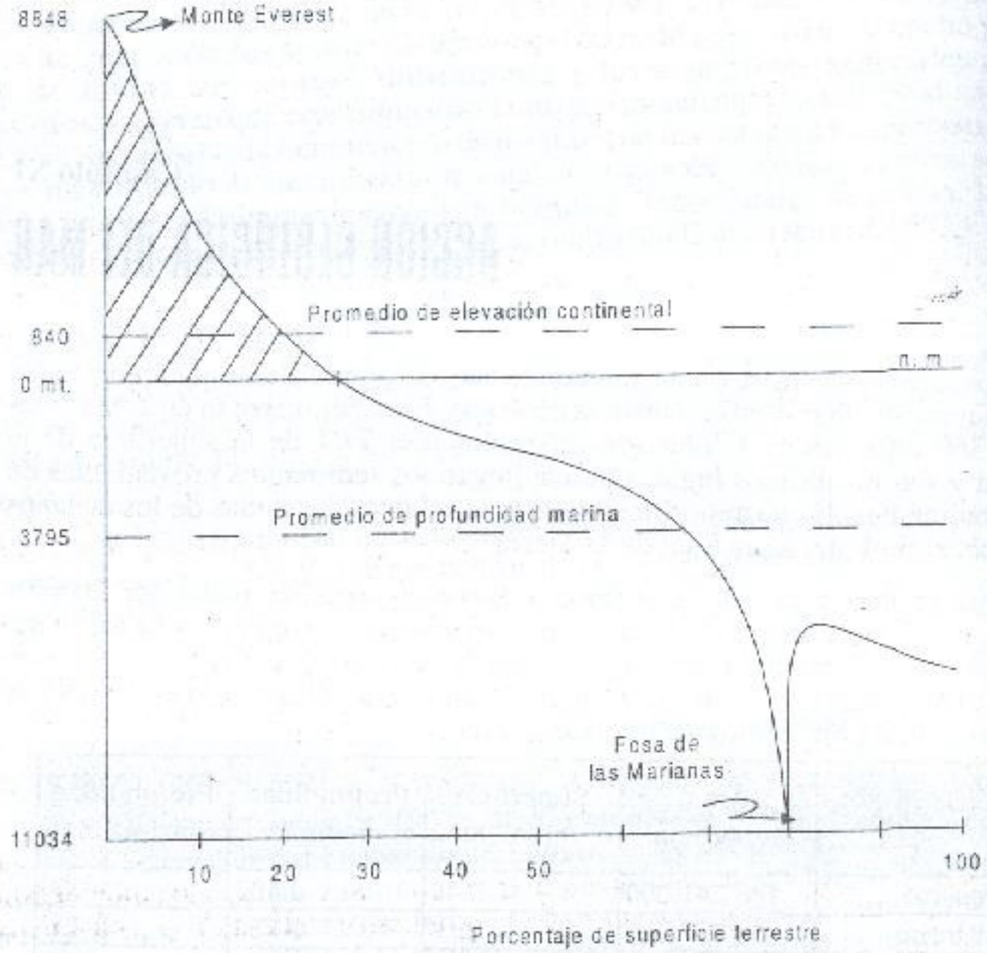


Fig 11.1 Curva hipsográfica de los océanos, que muestra la mayor elevación continental y la mayor profundidad de los fondos marinos.

Margen continental:- Es la zona que separa cada continente sobre el nivel del mar del piso marino profundo. Ésta consiste en una *plataforma continental* de pendiente suave, una plataforma de pendiente más inclinada llamado *talud continental,* y a veces presenta una *rampa* de inclinación suave; en su límite más externo, la margen continental se integra con el piso marino o desciende a una fosa oceánica. Las corrientes de turbidez fluyen talud abajo por *cañones submarinos* hasta el piso marino donde depositan los sedimentos formando los llamados *abanicos submarinos* que son acumulaciones de sedimentos de corrientes de turbidez.

En general, se reconocen dos tipos de márgenes continentales: activas y pasivas. Una *margen continental activa* se crea en el borde de avance de una placa continental, donde la litosfera oceánica se subduce, caracterizado por un vulcanismo andesítico, una zona sísmica inclinada y una cadena montañosa

geológicamente joven. Además esta plataforma es angosta y el talud continental desciende directamente a una fosa oceánica, tal como ocurre en las costas del Pacífico sudamericano. Una *margen continental pasiva*, se desarrolla en el borde rezagado de una plataforma continental y termina en vasta y planas llanuras abisales, no hay vulcanismo y la sismicidad es poca notoria.

Cuenca Oceánica profunda.- La mayor parte del conocimiento de esta región se debe a la sonda acústica, a las secciones sísmicas y los datos recogidos por medio de sensores remotos, los cuales descendieron hasta profundidades que exceden 11 000 m. Posee extensas áreas planas conocidas como *llanuras abisales* que se presentan junto a los taludes de márgenes continentales pasivas cubiertas de los sedimentos derivados de los continentes, éstas no se encuentran en márgenes continentales activas, donde los sedimentos quedan atrapados en las fosas oceánicas. Las *fosas oceánicas*, son depresiones angostas y largas que limitan las márgenes continentales activas, constituye sólo una pequeña parte del piso marino son muy importantes, porque es allí donde las placas litosféricas se consumen por subducción, por ejemplo la fosa Perú-Chile que tiene unos 5 900 km y 100 km de ancho y tiene una profundidad de cerca de 8 000 m. Las *dorsales oceánicas* son los lugares de divergencias de placas y reciben la denominación de dorsales en expansión teniendo una gran grieta central se componen principalmente de basaltos y tienen accidentes producidos por esfuerzos tensionales, estos sitios son de terremotos de focos someros, alto flujo de calor y vulcanismo. Las dorsales oceánicas terminan abruptamente donde son entrecortadas por grandes fracturas en el piso marino conocidas como *fallas transformantes* que algunas de ellas se extienden dentro de los continentes. El piso marino tiene numerosos *montes marinos y guyots*, ambos son de origen volcánico y se elevan más de 1000 m, mientras los montes son cónicos los guyots son conos truncados de cima plana y las *colinas volcánicas* similares a los montes pero con altitud de 250 m

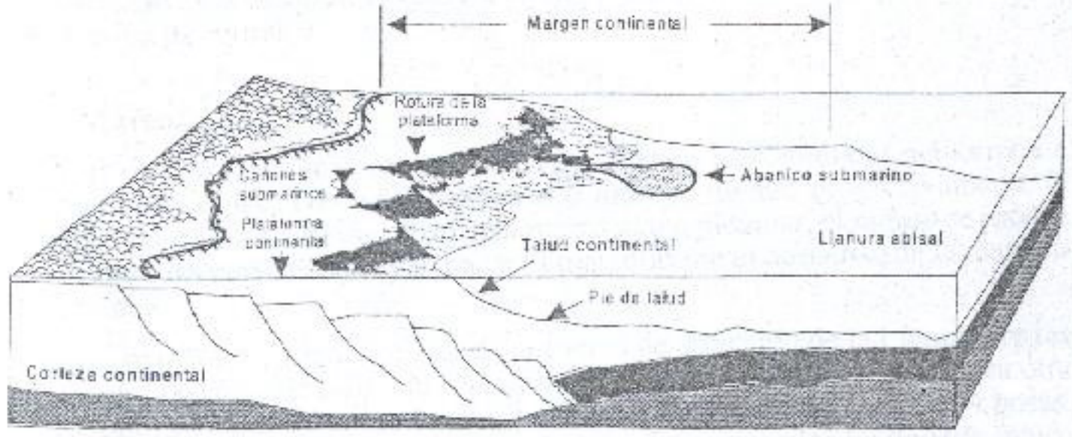


Fig. 11.2 Vista esquemática que muestra una margen continental pasiva

pulsan el agua en la superficie, influye también la rotación de la Tierra y la densidad del agua, ésta última debida a variaciones de temperatura, presión o salinidad. El agua fría y densa de las regiones polares va en profundidad hacia el Ecuador, mientras que las aguas calientes y ligeras de los Trópicos se desplazan en superficie hacia los Polos.

El efecto de las corrientes es importante en la regulación de los climas, la Corriente del Niño, de aguas calientes que se desplaza de norte a sur, proporciona al norte del Perú un clima cálido y seco, mientras que la Corriente Peruana o de Humbold, de aguas frías que se desplaza de sur a norte, proporciona un clima más frío y húmedo en las zonas sur del país. De acuerdo a la latitud correspondería al mar peruano una temperatura promedio anual de 25 a 26 °C, sin embargo tiene una temperatura promedio anual de 17 a 19 °C, esto es una anomalía térmica, debido que en el mar peruano prevalecen las corrientes marinas frías

Litoral es la zona que se extiende desde la costa en dirección al mar, hasta justamente más allá del área donde las olas rompen. Hay dos tipos de corrientes importantes en la zona de litoral: las corrientes de litoral y las de reflujo que juegan un papel importante en los procesos geológicos que afectan a las costas:

Corrientes de litoral, son corrientes largas y angostas y fluyen en la misma dirección que las olas que llegan; son particularmente importantes porque transportan y depositan grandes cantidades de sedimentos en la zona de litoral, por lo general, las olas baten con frecuencia a la costa con cierto ángulo, haciendo que el agua, entre la zona de olas rompientes y la playa, fluya paralelamente a la línea costera.

Corrientes de reflujo, son corrientes de superficie angosta que fluyen afuera, hacia el mar a través de la zona de olas rompientes, esta es la forma o mecanismo de transferencia masiva en que el agua se mueve hacia el mar desde la zona de litoral.

Las Mareas

Las mareas oceánicas son causadas por fuerzas astronómicas mayormente de la luna y el sol. Durante el ascenso o *flujo* se inunda progresivamente la franja costera, hasta que se alcanza la marea alta o pleamar, el *reflujo* se produce cuando las corrientes fluyen hacia el mar, durante el descenso de la marea o bajamar.

Las mareas se forman a causa de la fuerza de atracción de la Luna sobre las aguas del océano. Debido a la rotación de la Tierra, la Luna se encuentra otra vez frente a cualquier punto de la superficie aproximadamente cada 24 horas. La fuerza de atracción gravitatoria de la Luna origina en las fácilmente movi-

bles aguas del océano el ascenso del nivel del agua en el punto de la superficie terrestre más próximo a la Luna.

También tiene lugar el ascenso de las aguas en las áreas situadas en el otro extremo de la Tierra porque allí la atracción de la Luna es mínima, y la fuerza centrífuga originada por la rotación de la Tierra no encontrará obstáculo para actuar. Por tanto, las mareas altas (pleamar) se presentan en puntos más próximos a la Luna y en aquellas situadas a 180 grados alrededor de la Tierra. Las mareas bajas (bajamar) ocurren en áreas situadas a 90 grados de los puntos más próximos a la Luna.

Por tanto, en cada punto de la superficie terrestre existen dos mareas altas y dos mareas bajas en cada período de 24 horas aproximadamente. Las mareas tienen una importante función en las costas, porque el área de ataque de las olas cambia constantemente hacia la costa y al apartarse con el flujo y el reflujo de las mareas, sin embargo, las propias corrientes de mareas tienen poco efecto modificador sobre las costas, excepto en los pasajes angosto, donde la velocidad de la corriente de marea es lo bastante alta para erosionar y transportar sedimento.

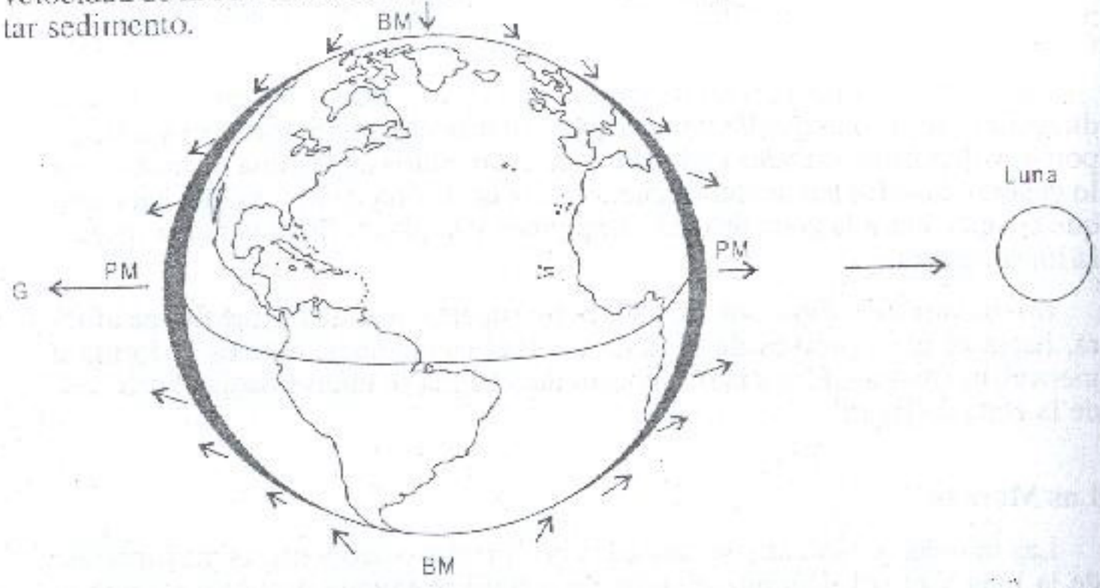


Fig.11.4 La marea alta está graficada en áreas negras influenciadas por la Luna y la propia gravedad de la Tierra (PM = pleamar y BM = bajamar)

OLAS

Las olas son los movimientos más evidentes de los océanos. Se producen por la acción del viento en la superficie de las aguas, y en menor grado el desplazamiento del agua por deslizamientos de suelos, el desplazamiento del piso marino, por fallas y las explosiones volcánicas.

Toda ola tiene los siguientes componentes o partes, el punto más elevado de la ola se llama cresta y el punto más bajo *depresión* o *valle*. El desnivel entre la depresión y la *cresta* se denomina *altura de la ola*, que en tempestades llega a varios metros. La distancia entre las crestas de las olas se llama *longitud de onda*. El *periodo de ola* es el intervalo temporal entre el paso de dos cretas sucesivas por un punto estacionario

De acuerdo al tipo de movimiento se clasifican en dos clases:

a) **Olas Oscilatorias.** En esta clase de ola, el agua tiende a escurrirse hacia abajo de la superficie inclinada de la ola, moviéndose hacia adelante al aproximarse la cresta de la ola a algún punto y luego hacia atrás, después de que la cresta ha pasado; así, una partícula individual de una ola tiene un movimiento orbital que es mayor en la superficie y menor en la profundidad, describiendo un movimiento en vaivén y que no produce un desplazamiento efectivo de las partículas de agua. El agua suele no moverse por debajo de los 30 metros o algo menos, la profundidad por debajo de la cual no existe movimiento se llama base de la ola. En la práctica, la base de la ola se suele definir como la profundidad por debajo de la cual los sedimentos del fondo no son removidos por la actividad de las olas.

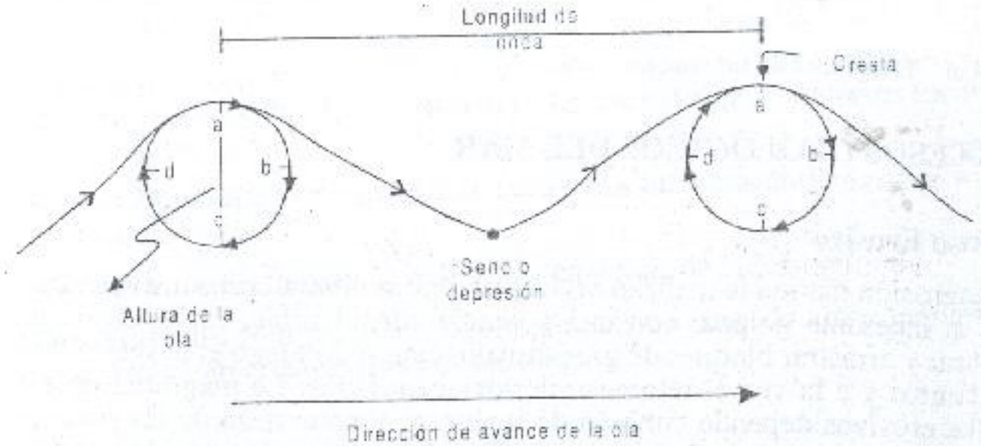


Fig.11.5 Diagrama de una ola oscilatoria y sus elementos constituyentes.

b) **Olas de Traslación.** Conocida también como *ola rompiente*, son aquellas que conforme se aproximan a la costa, el movimiento puramente circular de las partículas de agua es obstaculizado por el fondo marino. El retraso que el fondo produce en el agua es tan grande, que la cresta de la ola se mueve con mucha más rapidez que la parte inferior, en este momento pierde velocidad y longitud pero aumenta su altura; esto hace que el agua se precipite hacia adelante y la ola rompe, llamándose rompientes a la zona donde esto ocurre. Al romper la ola en la costa y su posterior regreso hacia el mar, se forma la llamada *resaca*, que es el flujo de agua por debajo de las olas y sobre la plataforma de abrasión.

Las olas de origen sísmico o tsunamis son olas inmensas causadas por terremotos, que suelen consistir solamente en una cresta mayor; pero algunas veces llegan a tener 30 metros, y si ocurre en costas llanas puede penetrar kilómetros hacia el interior, causando grandes daños. La primera advertencia de la llegada de un tsunami es, por lo general, la retirada del agua de la costa, y esta indicación ha servido para salvar muchas vidas.

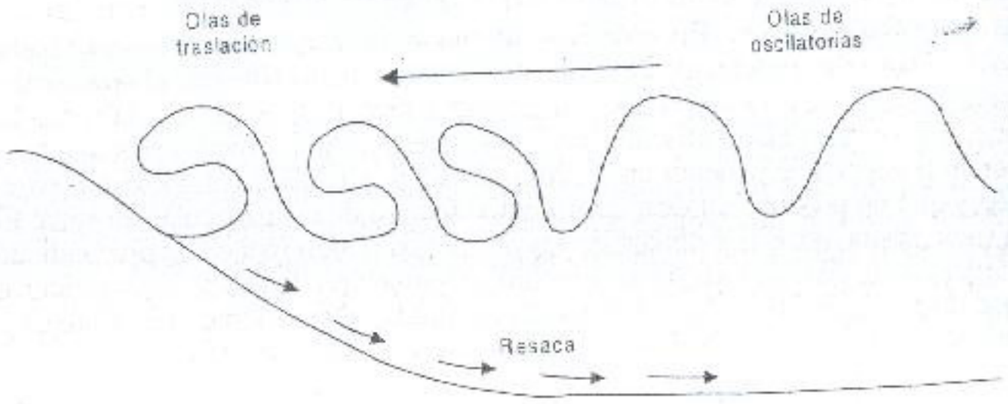


Fig.11.6 Diagrama de una ola de traslación

PROCESOS GEOLÓGICOS DEL MAR

Proceso Erosivo

La erosión marina la realizan las olas al chocar contra la costa, sometiéndola a un incesante golpear con una potencia considerable, capaz de romper, fracturar y arrastrar bloques de gran tamaño causando luego el desgaste de los fragmentos y a la vez el retroceso de los acantilados. La magnitud de estos efectos erosivos depende también de la dureza y naturaleza de las rocas que forman la costa, además de la posición de sus estratos respecto a la superficie del mar, de la existencia de corrientes costeras y de la protección humana.

En el proceso de destrucción de los acantilados se crea una zona de acúmulación de fragmentos arrancados que forman la *plataforma de abrasión*, lugar en donde se produce el desgaste de los materiales así como el pulido de dicha superficie. Además de esta acción mecánica, hay que tener en cuenta el efecto químico producido por la disolución de las rocas que favorece su fracturamiento.

En líneas generales la acción erosiva del mar se realiza por:

Acción Hidráulica. Esta acción erosiva consiste en el desgaste causado por el continuo movimiento de las aguas marinas, las cuales al chocar contra las rocas de las costas les arrancan fragmentos y además socavan las costas

formando las cavernas. En este trabajo las aguas marinas son ayudadas por el aire contenido en las fracturas, el cual es comprimido por el agua; al retirarse ésta, rápidamente el aire se expande con violencia produciendo el desprendimiento de fragmentos y el ensanchamiento de las grietas.

Abrasión. Consiste en el desgaste del litoral cuando los fragmentos arrastrados por las olas chocan contra los acantilados ocasionado el redondeamiento y reducción de los fragmentos a tamaños pequeños, por atrición.

Disolución. Consiste en el efecto químico del agua al disolver los minerales de las rocas susceptibles a esta acción, que favorecen a la acción mecánica.

Al avanzar el mar sobre los continentes, va ejerciendo su acción erosiva, produciendo diversos rasgos geomorfológicos:

Acantilados litorales. Son escarpas verticales, producidas por socavación y desplome de las rocas de la costa, lo que da como resultado el retroceso de los acantilados.

Plataforma de abrasión. Son superficies planas de poca pendiente en forma de banco que se extienden desde los acantilados hasta el mar, en donde se produce principalmente la abrasión. Esta plataforma se amplía a medida que las olas continúan su ataque.

Puntas. Son promontorios de rocas resistentes que se extienden hacia el mar, tienen forma alargada. La porción del mar entre dos promontorios forma bahías y ensenadas.

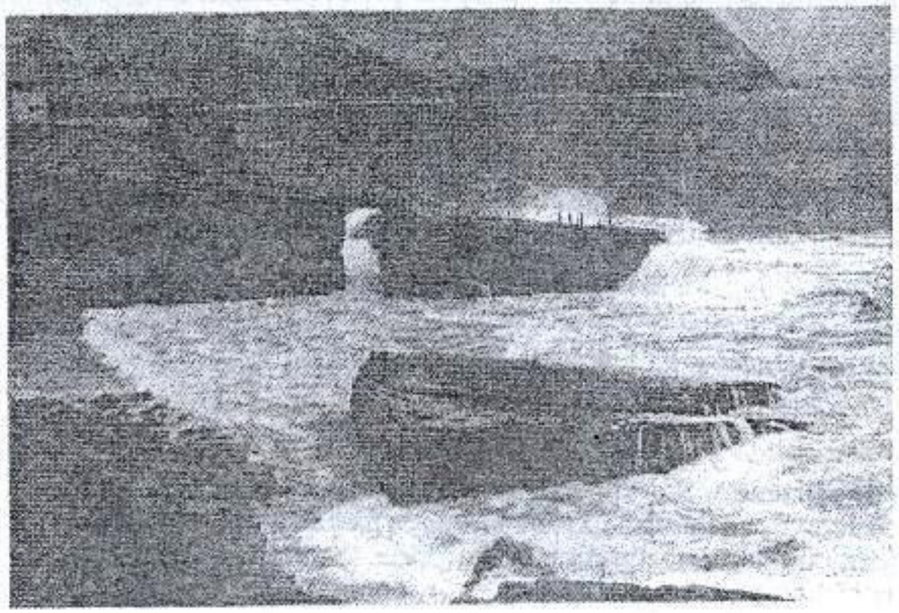
Cavernas Marinas. Son oquedades excavadas en los acantilados por acción de las olas.

Arcos Marinos. Se forman al unirse dos cavernas de lados opuestos

Pilares Marinos. Son promontorios separados o restos de arcos marinos que con tiempo serán erosionados por las olas.

Proceso de Transporte

Los materiales arrancados en el proceso de abrasión y acción hidráulica del mar así como el material fragmentario que los ríos conducen al mar son transportados por las corrientes marinas que corren paralelas, oblicuas o perpendiculares a la costa. Las corrientes paralelas o las denominadas costeras son las encargadas de distribuir los materiales a lo largo de la costa en la dirección de las corrientes. Cuando las olas llegan oblicuas a la costa se produce un transporte de las partículas a saltos, que avanzan hacia la costa en el sentido de las olas retomando en el reflujo hacia el interior; este proceso repetitivo permite el transporte migratorio paralelo a la costa.



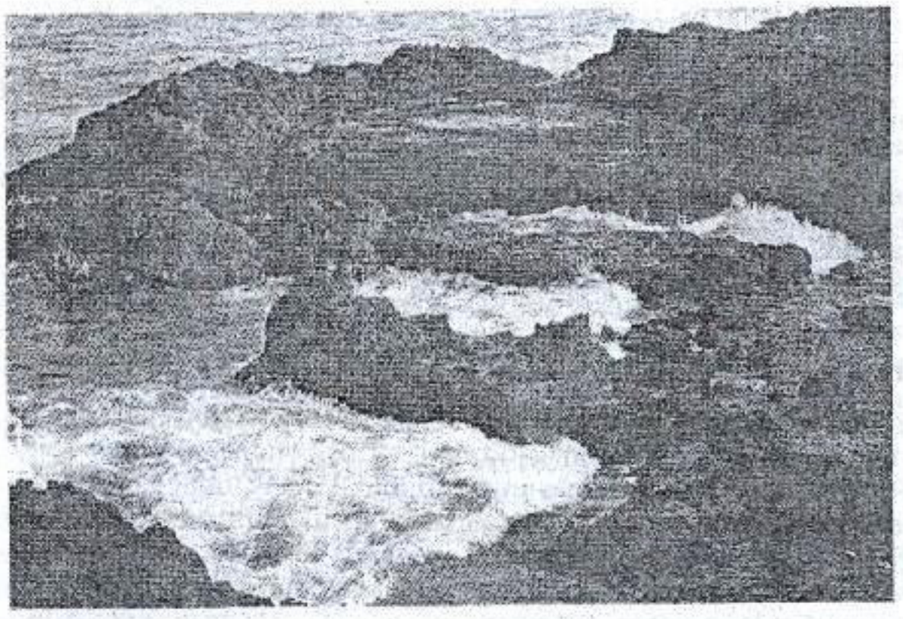


Fig.11.7 a) Se observa la fuerza hidráulica del mar afectando a la roca andesita (dique) de menor dureza que las arenisca en El Salto del Fraile, Lima, y b) el efecto químico de corrosión en las rocas ricas en ferromagnesianos en Chala, Arequipa.

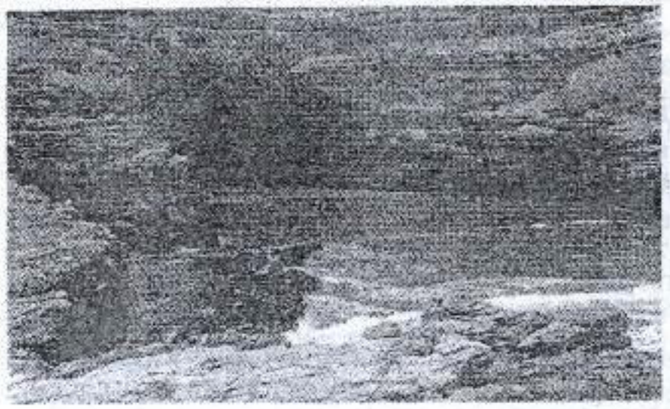


Fig. 11.8 Rasgos geomorfológicos de la acción erosiva de las olas. Se observaban; a) cavernas y playa de arena en Huacho; b) caverna y arco marino en la llamada Catedral en la Península de Paracas; y c) islotes en la playa de Punta Hermosa, Lima.

En el tipo de las corrientes perpendiculares cabe resaltar a las olas de resaca, que son aquellas producidas por el reflujo de las mareas, en donde se produce una corriente intensa hacia el interior del mar y la distribución de los materiales se localiza en forma paralela a la costa.

Durante el transporte, los materiales sufren desgaste, redondeamiento y clasificación de acuerdo al tamaño y forma.

Proceso de Deposición

Cuando las olas y corrientes marinas pierden velocidad o disminuye su capacidad de transporte, los materiales arrancados se sedimentan o depositan en la costa o en aguas profundas. Hay que tener en cuenta que el tamaño de las partículas movilizadas varía desde los más gruesos a los más finos en suspensión o en solución, y que cada uno de éstos tiene un lugar dentro de la sedimentación.

Desde el punto de vista teórico en sentido transversal a la costa los materiales se distribuyen de la siguiente manera: los gruesos o cantos rodados en la costa, seguidos de la sedimentación de las arenas, arcillas y -en las grandes profundidades- los carbonatos y otras sales, que al consolidarse dan lugar a la formación de rocas sedimentarias tales como los conglomerados, areniscas, lutitas y calizas.

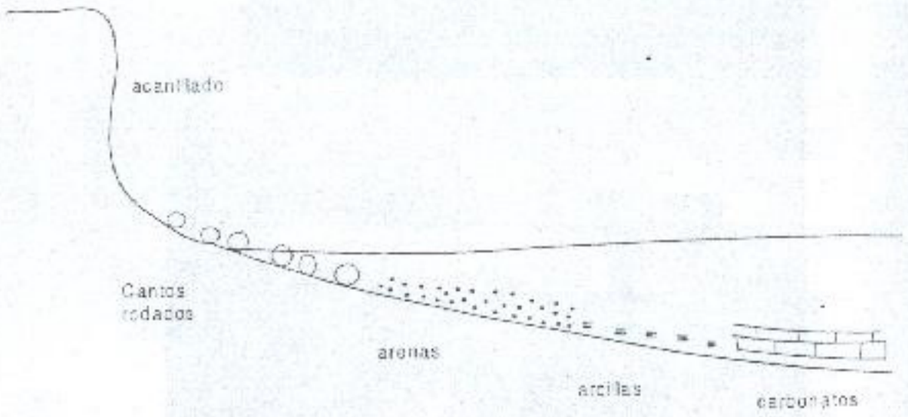


Fig.11.9 Deposición teórica en forma transversal a la costa de los materiales sedimentarios.

Los principales depósitos costeros son las playas, barras y terrazas de acumulación.

Playas. Son acumulaciones transitorias de material fragmentario a lo largo de la línea de costa. Estos depósitos pueden ser removidos y posteriormente reemplazados por otros materiales de acuerdo al cambio estacional de los ma-

res. La composición de dichos materiales varía entre las playas; las hay de arenas como en la Costa Verde-Lima; León Dormido-Mala; de cantos rodados como La Punta, Callao; de fragmentos orgánicos como Las Conchitas, Ancón.

Barras. El término barras es aplicado a casi cualquier acumulación emergida o sumergida de arenas y cantos sueltos, de forma alargada y estrecha que se sitúa paralela a la costa. Las diversas formas que adquieren las barras toman también diversas denominaciones: *flecha* o *espiga* es una barra de arena sujeta a tierra firme y el otro extremo libre dentro del mar, algunas veces la extremidad libre por la acción dinámica del mar se dobla en dirección de la costa formándose el llamado *gancho* o *flecha encorvada*. El *tómbolo* es una acumulación de arenas que une tierra firme con una isla o une a dos islas y el denominado *cordón litoral*, es una flecha cuya extremidad libre está unida o casi unida a tierra firme, situada en forma paralela a la costa, formando una laguna costera denominada *albúfera*, tal como se observa en las cercanías de Huacho y la albúfera de Medio Mundo, Huaura.

Terrazas de acumulación. Son acumulaciones de materiales sumergidos en aguas profundas. Frecuentemente se acumula bajo del nivel de agitación de las olas, por lo que constituye la prolongación de la plataforma de abrasión.

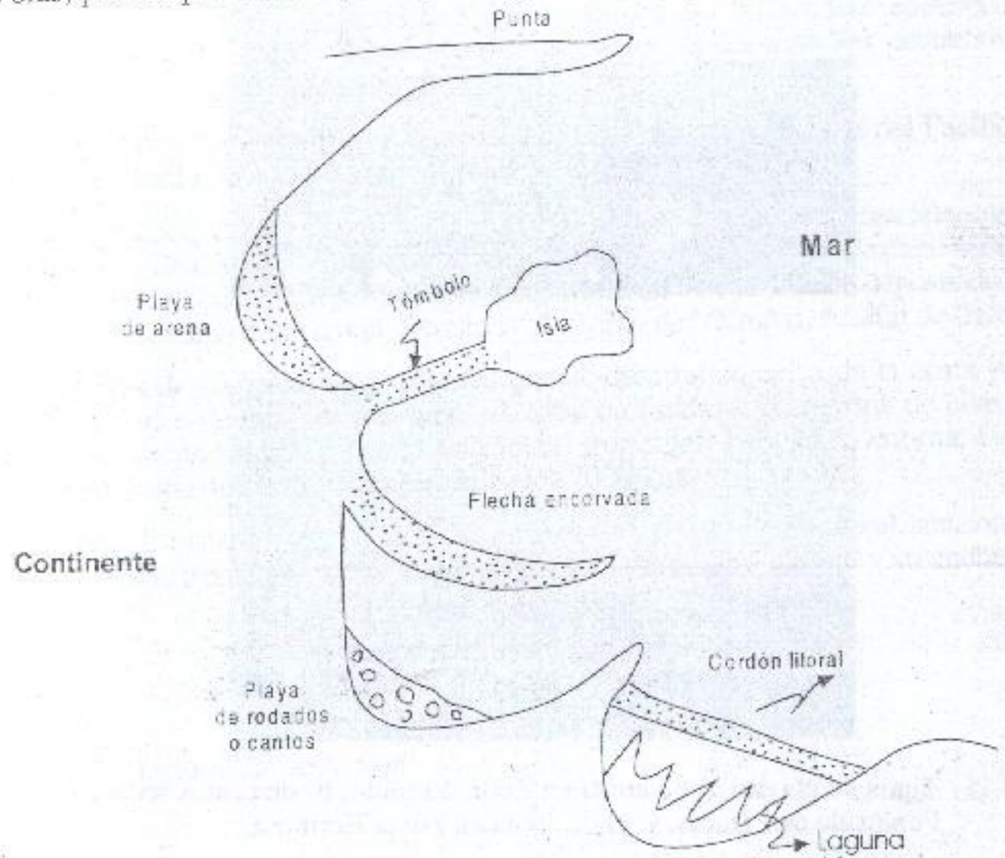
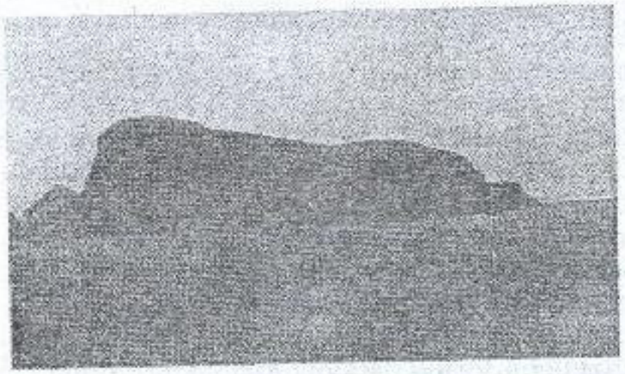


Fig. 11.10 Principales depósitos sedimentarios generados por la acción marina.



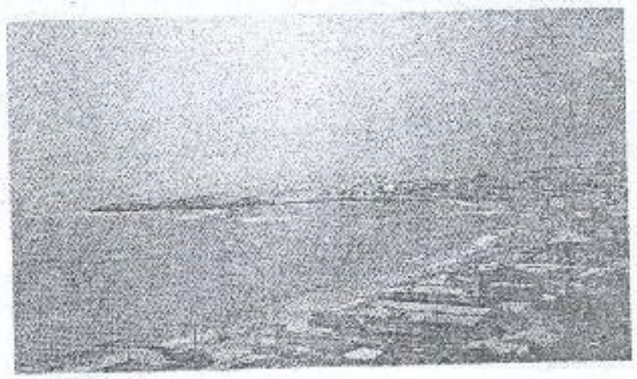


Fig.11.11 Tipos de playas: a) de arena en León dormido, b) de cantos rodados en la Península de Paracas, y, c) de arena en Punta Hermosa.

ARRECIFES

Una de las acumulaciones más importantes de carbonato de calcio son los arrecifes coralinos, cuyo nombre se debe a los corales que los constituyen. Sin embargo, la mayor parte de carbonato cálcico es segregado por algas marinas. Los arrecifes modernos se encuentran solamente en aguas cuya temperatura es superior a 20 grados centígrados y a profundidades de 45 a 50 m, y en latitudes inferiores a 300 al N y S del Ecuador. Los corales y otros organismos arrecifales no pueden vivir en aguas frías, y las algas que contribuyen al crecimiento del arrecife deben tener el mínimo de luz existente en las regiones ecuatoriales durante todo el año.

El arrecife coralino se forma por el crecimiento de una colonia de organismos cuyas formas más jóvenes se desarrollan sobre los restos de las más antiguas: esto da lugar a una estructura formada por los corales y otros organismos ramificados que se rellena con carbonato cálcico de origen orgánico o de precipitación química.

El arrecife crece en los fondos marinos poco profundos, debido a que estos organismos no pueden vivir por debajo de la zona de penetración de la luz, hasta alcanzar la superficie de las aguas.

Los arrecifes pueden variar en extensión desde masas pequeñas de dos o tres metros de diámetro hasta longitudes de 2000 kilómetros como la Gran Barrera Arrecifal del NO de Australia. Sin embargo, las características de los arrecifes pequeños y grandes son aproximadamente las mismas.

Los arrecifes coralinos más pintorescos se encuentran en las islas del Pacífico. Pueden ser clasificados en tres tipos principales:

Atolones. Son arrecifes coralinos casi circulares que rodean o no a una isla, encerrando una laguna, la cual se encuentra conectada al mar por un paso. La parte central de los atolones se encuentra parcialmente rellena de carbonato cálcico depositado en las aguas tranquilas de la laguna. Destacan el Atolón de Mururoa, Atolón de Ifaluk.

Arrecifes de barrera. Son arrecifes que se desarrollan cerca de la costa y se hallan separados de ella por una albúfera muy profunda, y la mayoría de ellas se encuentran circundando a las islas volcánicas tropicales. Destaca la enorme Gran Barrera Arrecifal de Australia que alcanza los 2000 km.

Arrecife litoral. Crece directamente en la costa y constituye su litoral, son comunes en las islas tropicales, tiene la superficie escabrosa, tipo meseta y su ancho es hasta de 1km.

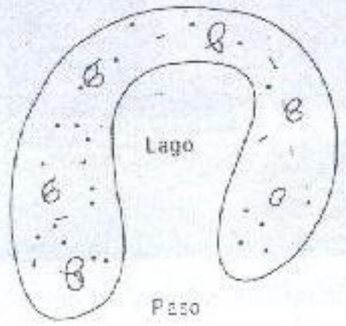


Fig. 11.12 Diagrama de un Atolón.

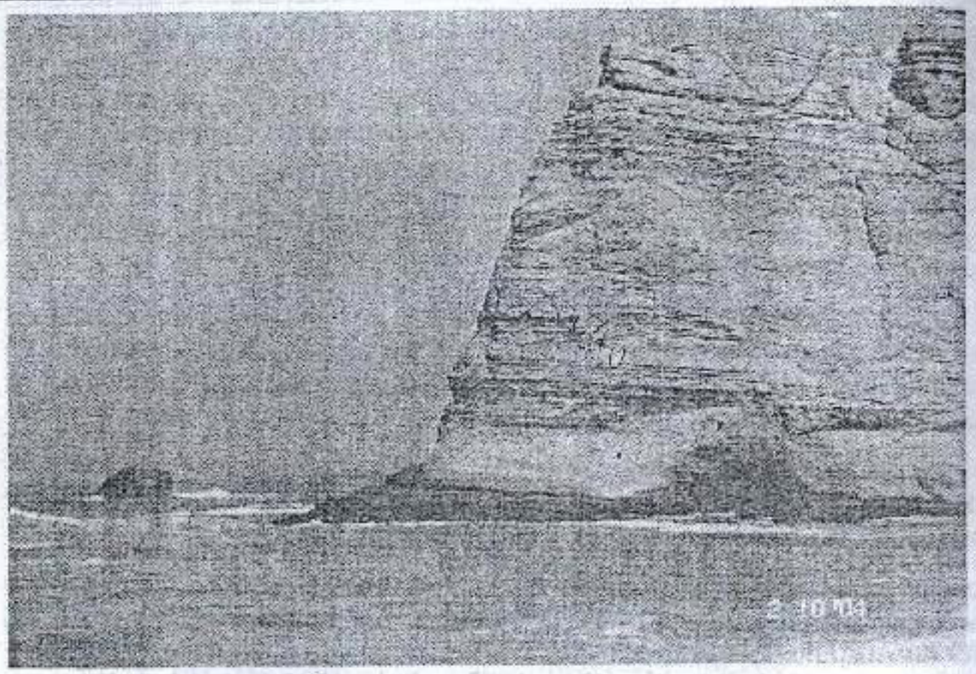


Fig. 11.13 Vista de caverna y pilar marino ocasionado por la acción de las olas en la Península de Paracas

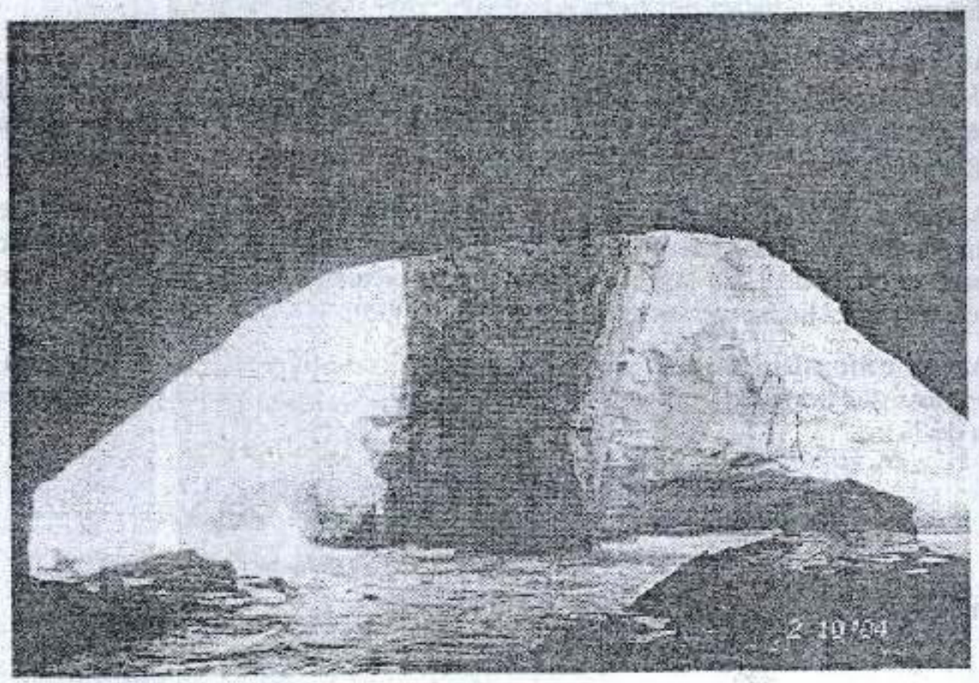


Fig. 11.14 Caverna debajo de la Catedral en la Peninsula de Paracas

sarertnocnoside@hotmail.com

Fig. 11.15 Vista de caverna marina y plataforma de erosión en la Península de Paracas

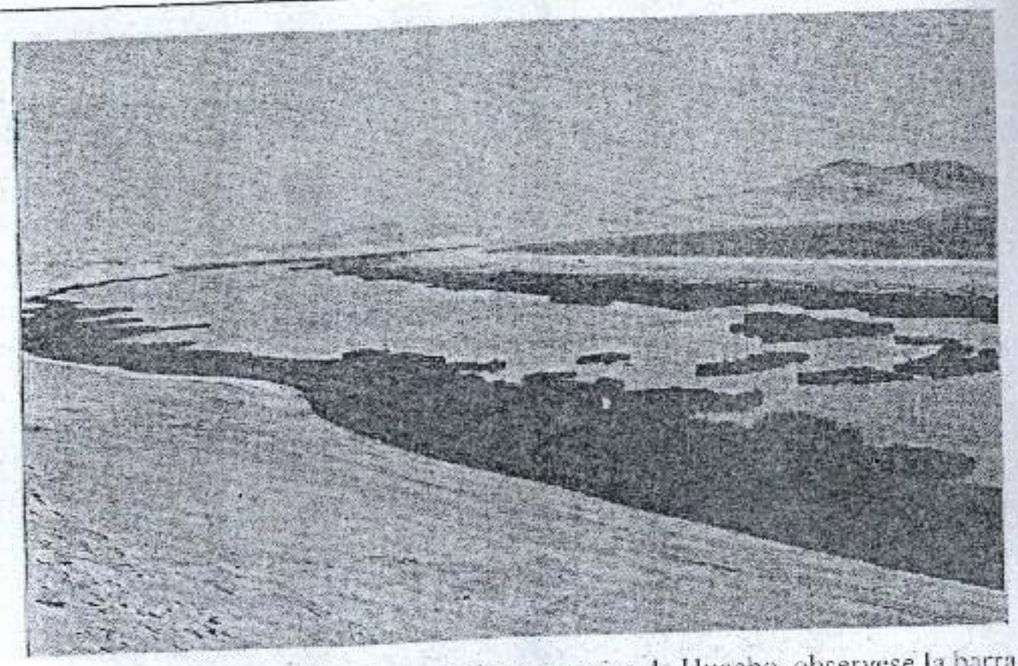


Fig. 11.16 Albúfera «Las Totoritas» en las cercanías de Huacho, obsérvese la barra de arena que separa el mar de la laguna

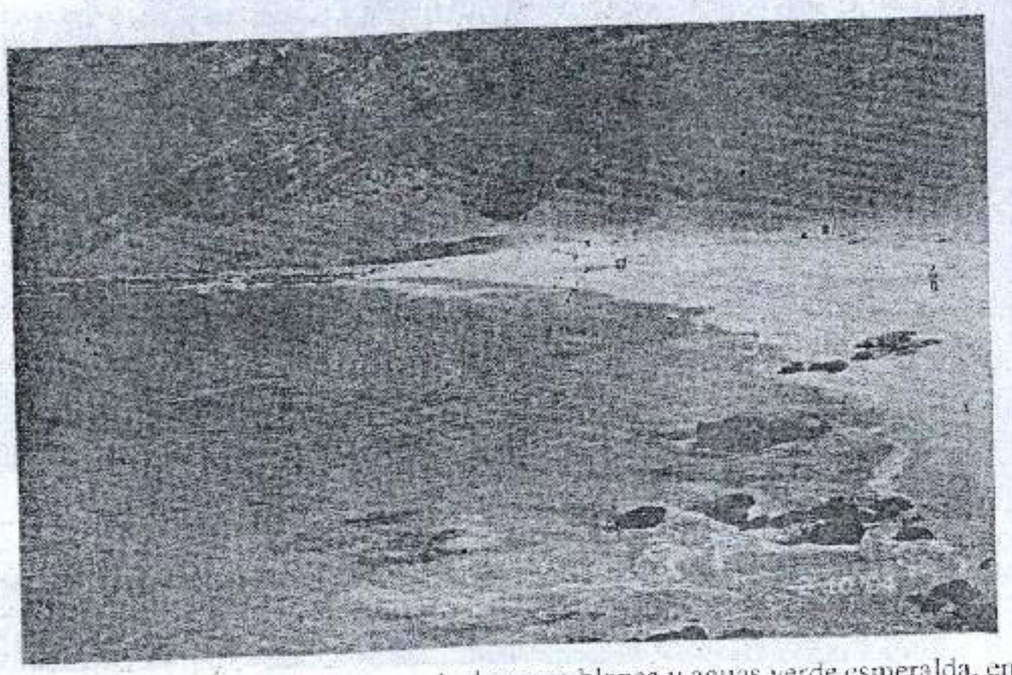


Fig. 11.17 Playa La Mina, conformada de arena blanca y aguas verde esmeralda, en la Península de Paracas

Capítulo XII

ACCIÓN GEOLÓGICA DE LOS GLACIARES

La acción geológica del hielo se realiza mediante los glaciares, que son masas de hielo ubicadas en tierra firme, proveniente de la nieve compactada y recristalizada, poseen un movimiento lento por su propio peso ayudado por la acción de la gravedad. Se forman por la acumulación de nieve que sufre un proceso de compactación, dado que los glaciares son agentes geológicos y dinámicos de erosión, transporte y deposición debe fluir, de hecho, como el agua superficial el agua subterránea, las olas, el viento.

Esta definición elimina a los témpanos flotantes formados por el agua de mar en las latitudes polares y los icebergs, que son enormes masas de hielo flotantes, aun cuando se consideran que éstos son grandes desprendimientos del extremo de un glaciar que llega al mar, y así como toda acumulación de nieves perpetuas que no tienen movimiento.

La formación de los glaciares está restringida a aquellas áreas donde la temperatura permite grandes precipitaciones de nieve con permanencia de ésta durante todo el año; se da en las regiones polares y las partes altas de las cordilleras. Por lo tanto se pueden encontrar glaciares de valle en los Andes, así como en los Himalayas, los Alpes, entre otros, fuera de las áreas polares. En las regiones polares se encuentran glaciares en forma de casquetes, que cubren grandes extensiones y con profundidades en muchos casos no determinadas.

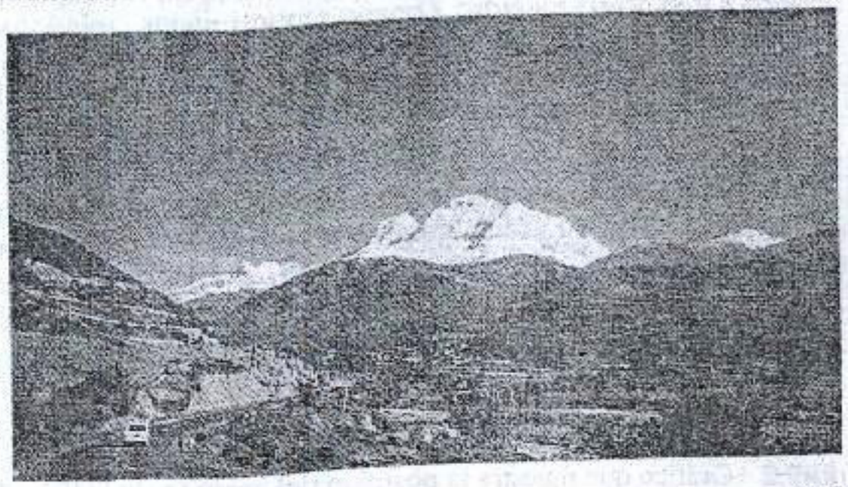


Fig. 12.1 Vista del nevado Huascarán desde Huaraz, es el más alto del Perú.

FORMACIÓN DE UN GLACIAR

Los glaciares se forman en áreas donde la temperatura permite grandes precipitaciones de nieve con permanencia de éstas durante todo el año, como se mencionó anteriormente, en las regiones polares y las altas cordilleras.

Existen áreas donde la nieve cae durante el invierno y sobrepasa la cantidad de hielo que sufre fusión y evaporación durante el verano. Este paisaje cubierto por extensiones de nieve perenne es conocido como *campos de nieves*. En el límite inferior del campo de nieve se encuentra la *línea de las nieves*, por encima de ella, el hielo del glaciar puede acumularse en las áreas mejor resguardadas de los campos de nieve; por debajo de esta línea el hielo del glaciar se funde, porque la pérdida es mayor que la alimentación. La posición de la línea no es exacta, varía de una región climática a otra; por ejemplo, en las regiones polares se encuentra por debajo del nivel del mar, pero cerca del Ecuador retrocede hasta la cima de las montañas. En las montañas del África Oriental alcanza entre los 4.600 y 5.500 metros de elevación. Las líneas de las nieves más altas del mundo se localizan en las regiones áridas conocidas «latitudes críticas» entre los 20 y 30 grados al norte y sur de la línea del Ecuador, aquí las líneas de las nieves alcanzan los 6.000 metros.

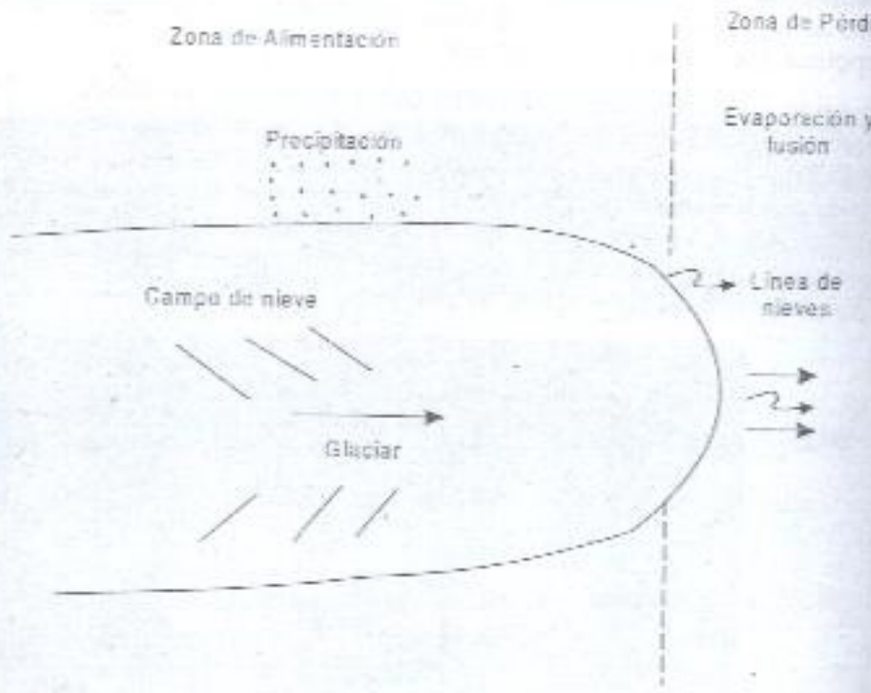


Fig.12.2 Gráfico que muestra la posición del campo y de la línea de nieves.

Origen del Hielo

La nieve fresca cae como un agregado plúmeo de hermosos y complejos cristales con gran variedad de formas. Todos estos cristales son básicamente hexagonales y todos reflejan un arreglo interno de los átomos de hidrógeno y oxígeno. Se puede decir que la nieve no es lluvia congelada, más bien se forma de la condensación del vapor de agua a temperatura por debajo del punto de congelación.

Después que esta nieve ha estado caída por un tiempo, cambia de una masa ligera y esponjosa a un material granular más pesado llamado *nevé o neviza* (tomado del francés). En esta transformación intervienen varios procesos: primero la sublimación, que es el paso de un material del estado sólido al gaseoso, sin pasar previamente por el líquido; en este proceso se escapan algunas moléculas de vapor de agua de la nieve, particularmente de los bordes de las laminillas, algunas de ellas se unen por sí mismas al centro del copo, donde se adaptan a la estructura de los cristales de nieve. Luego con el tiempo, a una nevada le sigue otra y los gránulos que comenzaron a crecer se «empacan» cada vez más estrechamente bajo la presión de la nieve suprayacente.

El agua posee la propiedad única de aumentar de volumen cuando se congela; inversamente, disminuye de volumen cuando el hielo se funde. Si la presión aplicada al hielo comprime las moléculas y reduce el volumen, el hielo puede fundirse en efecto, si los gránulos se ponen en contacto, comienzan a fundirse con un ligero aumento de presión. Esta agua de fusión discurre hacia abajo donde se recongela. A través de este proceso se conserva la estructura hexagonal básica de los cristales de nieve.

La neviza misma sufre cambios posteriores a medida que la presión aumenta provocando el escape de gran parte del aire alojado entre los gránulos, reduciendo el espacio entre ellos, para transformarse en *hielo de glaciar*, que es una verdadera roca pues es un sólido compuesto de minerales que poseen estructura cristalina y tiene propiedades físicas y químicas características, presenta cristales hexagonales, generalmente opaco y toma un color azul a consecuencia del aire y polvo fino que contiene. Los cristales del hielo son minerales, la masa de hielo glaciar de muchos cristales entrelazados, es una roca metamórfica, puesto que ha sido transformada de nieve a neviza y posteriormente en hielo de glaciar, por efecto de la presión.

Una vez alcanzado la acumulación de hielo, el grosor crítico, comienza el flujo, la masa en movimiento se convierte en un glaciar.

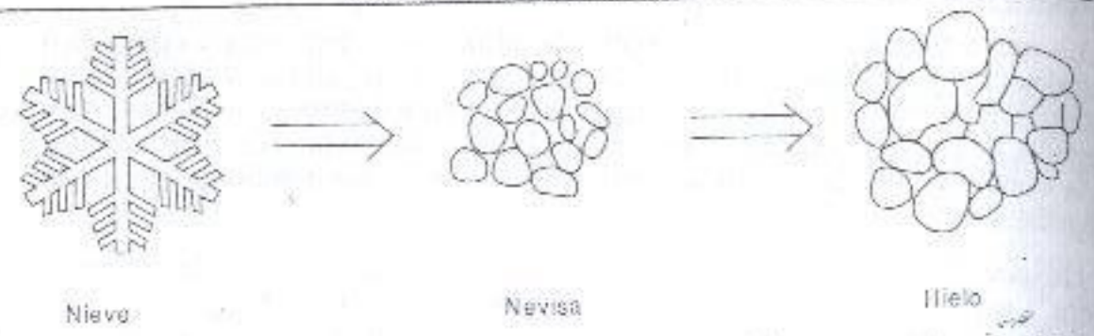


Fig.12.3 Cambios de la nieve a través de varias etapas hasta convertirse en hielo glaciar.

PARTES DE UN GLACIAR

Cuando el peso de una masa de hielo que está por encima de las líneas de nieves llega a ser suficientemente grande, se inicia el movimiento y con ello nace un glaciar. El glaciar fluye hacia abajo, atravesando la línea de nieves, hasta que alcanza un área donde la pérdida por evaporación y por fusión, conocida como *ablación glaciar*, es tan grande, que el borde inferior del glaciar no puede avanzar más; si este glaciar llega a los mares polares, se rompen enormes bloques de hielo y surgen los «icebergs».

En consecuencia, un glaciar se puede dividir en dos zonas:

1) Una zona de alimentación o acumulación, en donde se produce la precipitación de la nieve, alimentándose de las avalanchas de grandes masas de hielo que se precipitan por laderas abruptas a lo largo de su curso,

2) Una zona de pérdida, que se ubica por debajo de la línea de nieves, donde la pérdida se produce por el doble efecto de la evaporación y fusión.

Además, cuando un glaciar se pone en movimiento, sus diferentes partes se desplazan a velocidades diferentes, por lo cual se pueden distinguir dos zonas de movimiento:

a) *Zona de fractura*, entre los 30 y 60 metros de grosor, el glaciar se comporta como una sustancia frágil y quebradiza, que se rompe abruptamente formando numerosas, profundas y peligrosas grietas; estas hendiduras abismales hacen difícil viajar a través de los glaciares y pueden profundizar hasta 50 m, por debajo de esta profundidad, el flujo plástico las sella. Destacando la grieta que separa el glaciar de la roca llamada *grieta maestra* o *Rimaya*;

b) *Zona de flujo*, que corresponde a la parte inferior del glaciar, que por causa de la presión del hielo suprayacente, se comporta como una sustancia plástica, con movimiento hacia adelante a diferentes velocidades, más aprisa en algunas partes, más lentamente en otras.

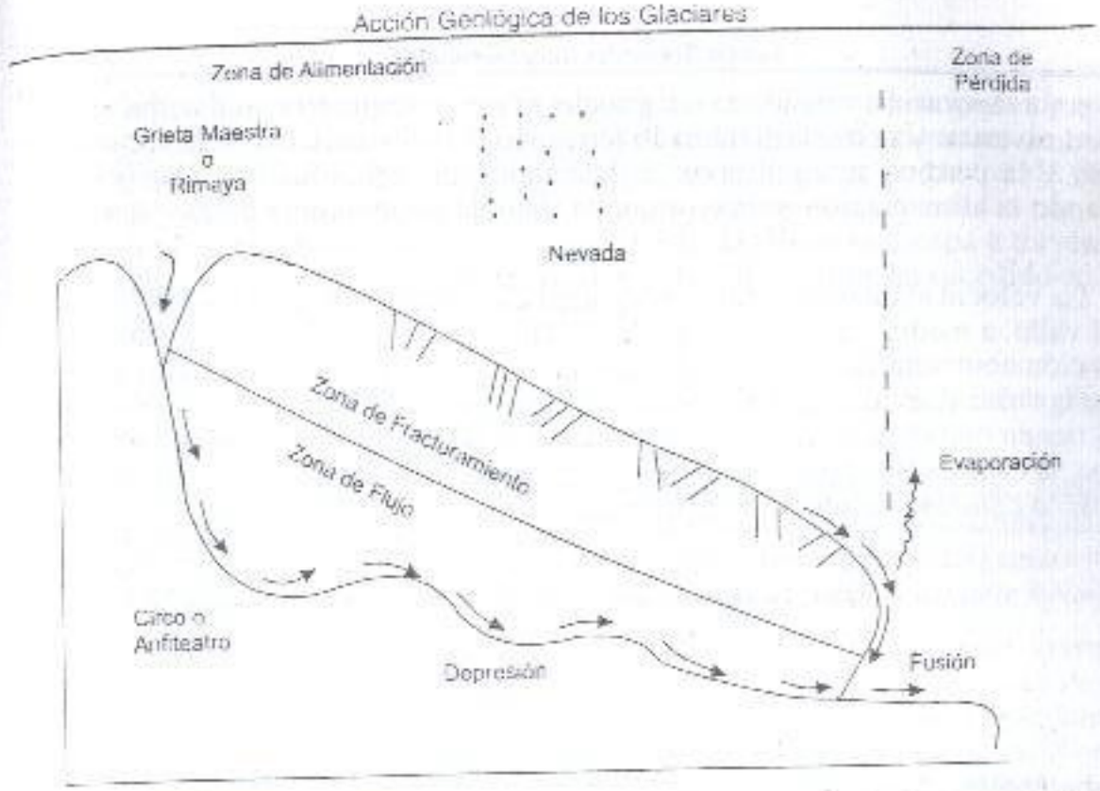


Fig 12.4 Partes de un glaciar.

MOVIMIENTO DEL GLACIAR

Los glaciares se desplazan unos cuantos centímetros o, a lo sumo, unos cuantos metros por día. La velocidad de avance del frente depende además de la velocidad de acumulación de la nieve y del hielo al pie del mismo o de la velocidad de retroceso del glaciar debido a la fusión.

El movimiento de los glaciares se le denomina flujo, la forma mediante el cual el hielo fluye es compleja y es básicamente de dos tipos: a) *el flujo plástico*, implica el movimiento dentro del glaciar, al comportarse el hielo debajo de la zona de fractura como un material plástico y empieza a fluir, debido a la estructura molecular del hielo, en forma de capas que se deslizan unas de otras cuando la presión sobrepasa la fuerza de los enlaces de dichas capas, b) *el deslizamiento basal*, en este proceso, el agua de fusión actúa probablemente como un lubricante que ayuda al desplazamiento del hielo sobre la roca y el origen de esta agua líquida está relacionada en parte con el hecho de que el punto de fusión del hielo disminuye a medida que aumenta la presión, aún cuando la temperatura sea inferior a 0 °C.

La recarga del glaciar condiciona si se expande o contrae en respuesta a la acumulación y la descarga. Cuando un glaciar alcanza un área donde la pérdi-

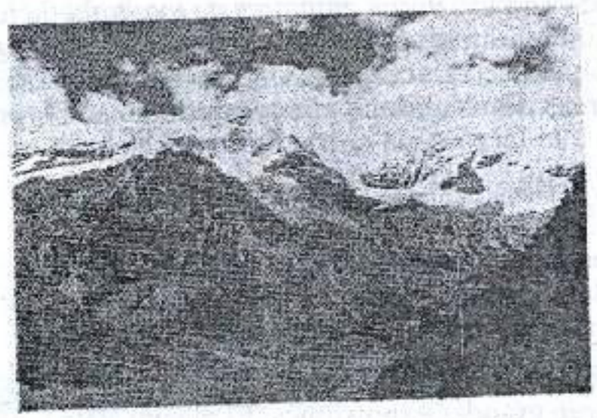
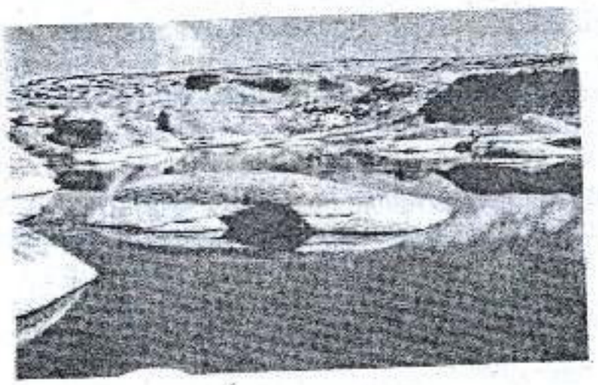


Fig.12.6: El nevado de Jacabamba situado en la Cordillera Blanca, visto desde Callejón de Conchucos, es una glaciar de valle; notándose la topografía glaciar y valles en forma de "U" y valles colgados.

a)



b)

Fig.12.7: a) Vistas de surcos y estriaciones en las rocas y b) rocas pulimentadas por la acción friccionadora del glaciar, tomadas en la Meseta de Marcahuasi

mutua es la que produce la *harina de roca*, que es el resultado de la pulverización de las rocas y da un alto pulimento conocido como *lustre glaciar* a muchas de las superficies rocosas a través de las cuales se mueven los glaciares. La abrasión también produce *rayas* o *estriaciones* tanto en el fondo como en las rocas arrastradas por el hielo, las cuales actúan como herramientas. La abrasión más acentuada produce *surcos* sobre la superficie del fondo. Tanto las estriaciones como los surcos a lo largo de la superficie indican la dirección del movimiento del glaciar.

Modelado por Erosión Glaciar

Los efectos de la erosión de los glaciares no se limitan al pulimento fino y a las estriaciones, sino que operan en mayor escala, produciendo un modelado de la superficie terrestre:

Valles glaciares. Son valles que tienen un perfil transversal en forma de «U» amplia, en tanto que los valles de los ríos tienen perfiles transversales angostos, en forma de «V». La forma de «U» es debido a la acción erosiva de los glaciares produciendo el ensanchamiento y profundización del valle fluvial. Los glaciares dan también al valle de montaña un perfil longitudinal característico, desde el circo hacia abajo. El curso de un valle glaciado está marcado por una serie de *cuenca de roca*, formado probablemente por arranque glacial y que posteriormente fueron rellenadas por agua produciendo una cadena de lagunas conocida como *rosario de lagunas*.

Valles colgados. Son otra característica de las áreas sujetas a la glaciación. Son valles en forma de «U» cuya boca ha quedado a cierta altura por encima del valle principal, a través del cual pasó el glaciar. Como resultado, las corrientes de los valles colgados caen verticalmente al valle principal en una serie de cascadas y declives.

Las formas erosivas de terreno más espectaculares en áreas de valles glaciares se encuentran en los extremos superiores de los valles del glaciar y a lo largo de las divisorias que separan a los glaciares:

Circos. Son grandes depresiones o cuencas semicirculares desde donde fluye un glaciar de montaña. Esta cuenca está formada por el ensanchamiento del valle montañoso por efectos erosivos, se encuentra rodeado de paredes elevadas y verticales que tienen un lado abierto por donde fluye el glaciar. El circo es el punto central de su alimentación y se le llama también *anfiteatro*. Cuando ha desaparecido el glaciar y se ha fundido todo el hielo, se aprecian las siguientes formas:

Lago intermontano de glaciar. Llamado también *tarn*, que es el lago que se forma en las cabeceras del circo.

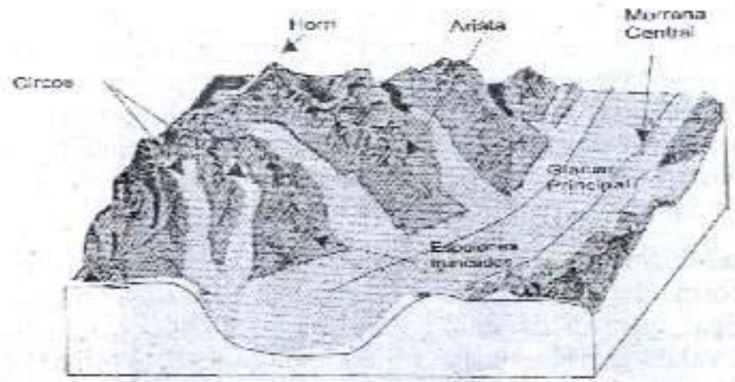
Horns. Es un pico piramidal majestuoso de roca formado por la erosión de la cabecera de glaciares que rodean a una sola montaña alta. Cuando los glaciares

desaparecen dejan una montaña de forma piramidal abrupta, limitada por las cabeceras de los circos.

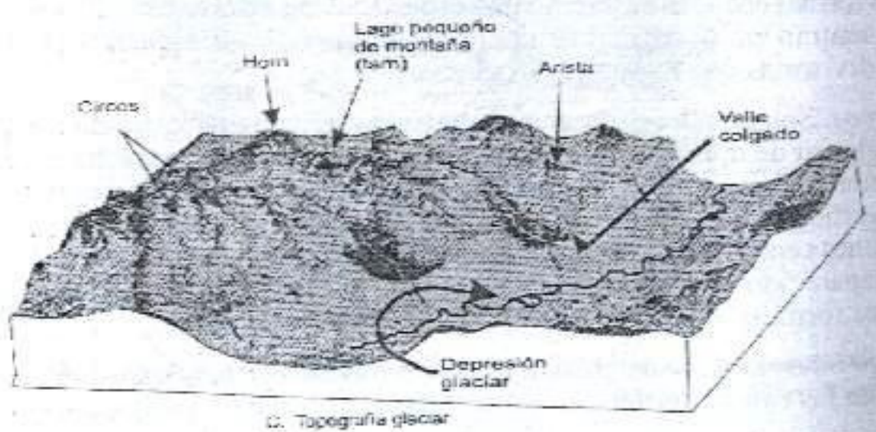
Arete o arista. Es una loma angosta y dentada de forma de «espina de pescado» de bordes afilados que se forman cuando varios circos avanzan desde lados opuestos.

Cuello. Es el paso o desfiladero, que se forma cuando dos circos erosionan hacia su cabecera desde lados opuestos.

A. Topografía no glaciar



B. Región durante un período de glaciación máxima



C. Topografía glaciar

Fig.12.8 Gráfico esquemático del modelado glaciar

Fig. 12.9 El nevado de Jacabamba en la Cordillera Blanca, se observa un sinclinal, el anfiteatro donde nace el glaciar, las aristas en las cumbres, el desfiladero y el valle en "U"

Fig. 12.10 Nevado de Jacabamba se observa el valle glaciar en forma de "U".

Fig. 12.11 Valle colgado a la salida del túnel de Carhuish camino a San Luis que sirve de paso al Callejón de Conchucos.

Proceso de Transporte

La capacidad de transporte de los glaciares es muy grande; pueden transportar bloques de grandes dimensiones denominados bloques erráticos, así como "harina de roca" producto de la pulverización. La carga transportada de acuerdo a su ubicación con respecto al glaciar puede ser: *carga supraglaciar*, que es el material que sufre transporte en la superficie del glaciar; la *carga intraglaciar*, que es el material transportado dentro del glaciar; y la *carga infraglaciar*, que es el material empujado por el fondo del glaciar.

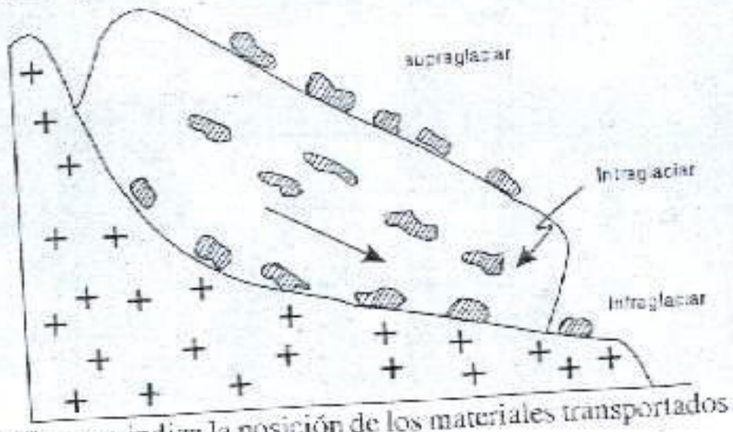


Fig. 12.12 Gráfico que indica la posición de los materiales transportados por el glaciar.

Proceso de Deposición

La deposición de los materiales por parte de los glaciares se produce porque el hielo que los transporta se funde o son depositados por el agua de deshielo descargadas por los glaciares

El término *depósito de glaciar* se aplica a todos los depósitos asociados directamente a los glaciares o que, por actividad de la glaciación, se depositan en lagos y océanos. Los depósitos de glaciar se pueden dividir en dos categorías: depósitos sin-estratificar y estratificados.

1, Depósitos sin Estratificar

Los depósitos sin estratificar transportados por el hielo del glaciar se llaman *till* y *tillitas* cuando se consolidan. Se componen de fragmentos de rocas de todos los tamaños, variando desde bloques hasta fragmentos diminutos y partículas coloidales. Este material está distribuido en forma caótica, no es clasificado ni estratificado, esto es, sus componentes no están ordenados por su tamaño y forma ni presentan estratos

Las tillitas tienen una gran variedad de formas topográficas, que incluyen a morrenas, *drumlins*, los bloques erráticos, etc.

Morrenas. Es un término general para describir muchas formas topográficas que se componen de tillitas y toman diversos nombres de acuerdo al lugar donde se encuentren con respecto al glaciar:

Morrena frontal o terminal. Es el depósito de tillita que marca el límite de avance de un glaciar. Esta morrena se forma cuando un glaciar alcanza el punto crítico de equilibrio, el punto en el cual la pérdida o desgaste alcanza exactamente la misma velocidad que su alimentación. La morrena terminal tiene forma de luna en creciente con el lado convexo extendido valle abajo.

Morrena de retroceso. Son pequeños promontorios ubicados detrás de la morrena terminal y a diferentes distancias de ésta, que indican la posición en que se estabilizó el frente del glaciar temporalmente durante la retirada o retroceso del glaciar.

Morrena de fondo. Es aquel depósito en forma de capa que presenta planicies suavemente onduladas a través del fondo del valle y se forma por la fusión gradual de los glaciares.

Morrena lateral. Es un tipo especial de morrena de los glaciares de valle, que se forma por el desprendimiento de grandes bloques de sus paredes y se juntan a lo largo de los lados del glaciar, cuando el hielo se funde todos estos materiales se alinean en forma longitudinal a éste. Hacia el extremo del valle, la morrena lateral se confunde gradualmente con la morrena terminal.

Morrena central. Es otro tipo especial de depósito, que se origina cuando dos glaciares de valle se unen para formar una sola corriente de hielo; el material arrastrado al principio a lo largo de los bordes laterales de los dos glaciares separados, se combina en una sola morrena cerca del centro del nuevo y más grande glaciar. Aun cuando las morrenas centrales son representativas de los glaciares, rara vez se conservan como rasgos topográficos después de la desaparición del hielo.

Drumlins. Son lomas alargadas compuestas principalmente de tillitas. La forma ideal del drumlin tiene un perfil asimétrico con una parte roma que apunta en dirección del avance del glaciar y con una pendiente más larga y suave, que señala la dirección opuesta.

Bloques erráticos. Son grandes bloques de rocas que han sido transportados desde su lugar de origen por un glaciar y que queda aislado sobre un lecho rocoso de composición diferente. Los llamados *trenes de bloques* son una serie de bloques erráticos que provienen de una misma fuente de origen, normalmente con una característica que permite reconocer su procedencia.

2. Depósitos Estratificados

El depósito de glaciar estratificado es el material transportado por el hielo que ha sido deslavado y clasificado por las aguas de fusión glacial de acuerdo con el tamaño de las partículas. Puesto que el agua es un agente clasificador más selectivo que el hielo, los depósitos de glaciar se depositan en capas reconocibles.

Depósitos fluvio-glaciares. Son depósitos de arenas y gravas arrastrados desde el frente del glaciar por el agua de fusión proveniente del deslavado de los derrubios glaciares. Estos depósitos se extienden por kilómetros, formando lo que se llama una *planicie fluvio-glacial.*

Eskers. Son elevaciones alargadas, sinuosas y ondulantes de arena y grava estratificada con laderas abruptas, que algunas veces se ramifican y a menudo son discontinuas. Se originan por la acumulación de material causada por una corriente de agua de fusión en la parte frontal de los glaciares.

Kames. Son depósitos estratificados, en forma de lomas bajas, de laderas relativamente abruptas y que se forman como montículos aislados o en conjuntos. A diferencia de los drumlins, los kames tienen formas caprichosas, indefinidas, y se formaron con el material colectado en las aberturas del hielo estancado.

Varvas. Son depósitos estratificados constituidos por un par de lechos sedimentarios delgados, uno de grano grueso y el otro de grano fino. Generalmente se interpreta esta pareja de capas como representativa de los depósitos ocurridos en un mismo año, uno del período de caída de nieve y el otro del período de sequía.

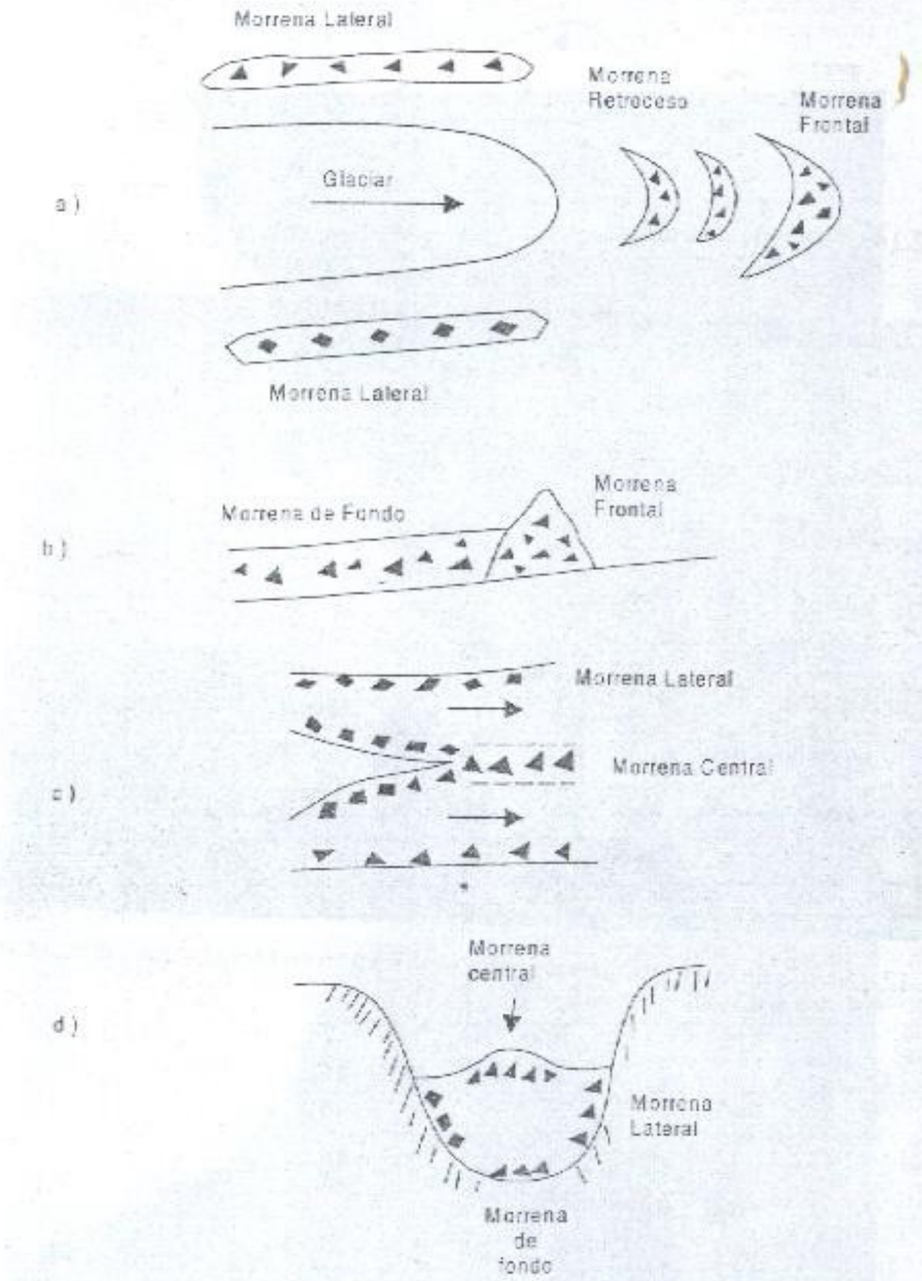


Fig. 12.13 Gráficos que representan los diversos tipos de morrenas de acuerdo a su posición con respecto al glaciar: a) morrena frontal o terminal, de retroceso y lateral; b) morrena de fondo y frontal; c) morrena central formada por la unión de dos morrenas laterales; y d) morrena central, de fondo y lateral vistas de perfil.

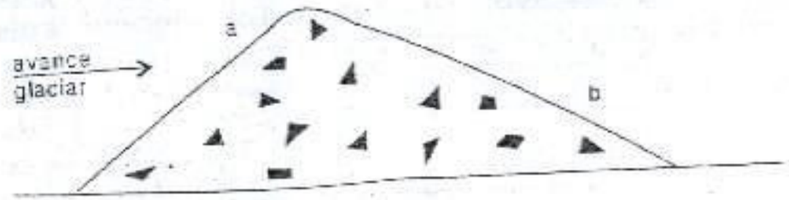


Fig. 12.14 Gráfico de un drumlin.

Fig. 12.15 Vista de bloques erráticos formando un tren de bloques que indica el avance del glaciar.

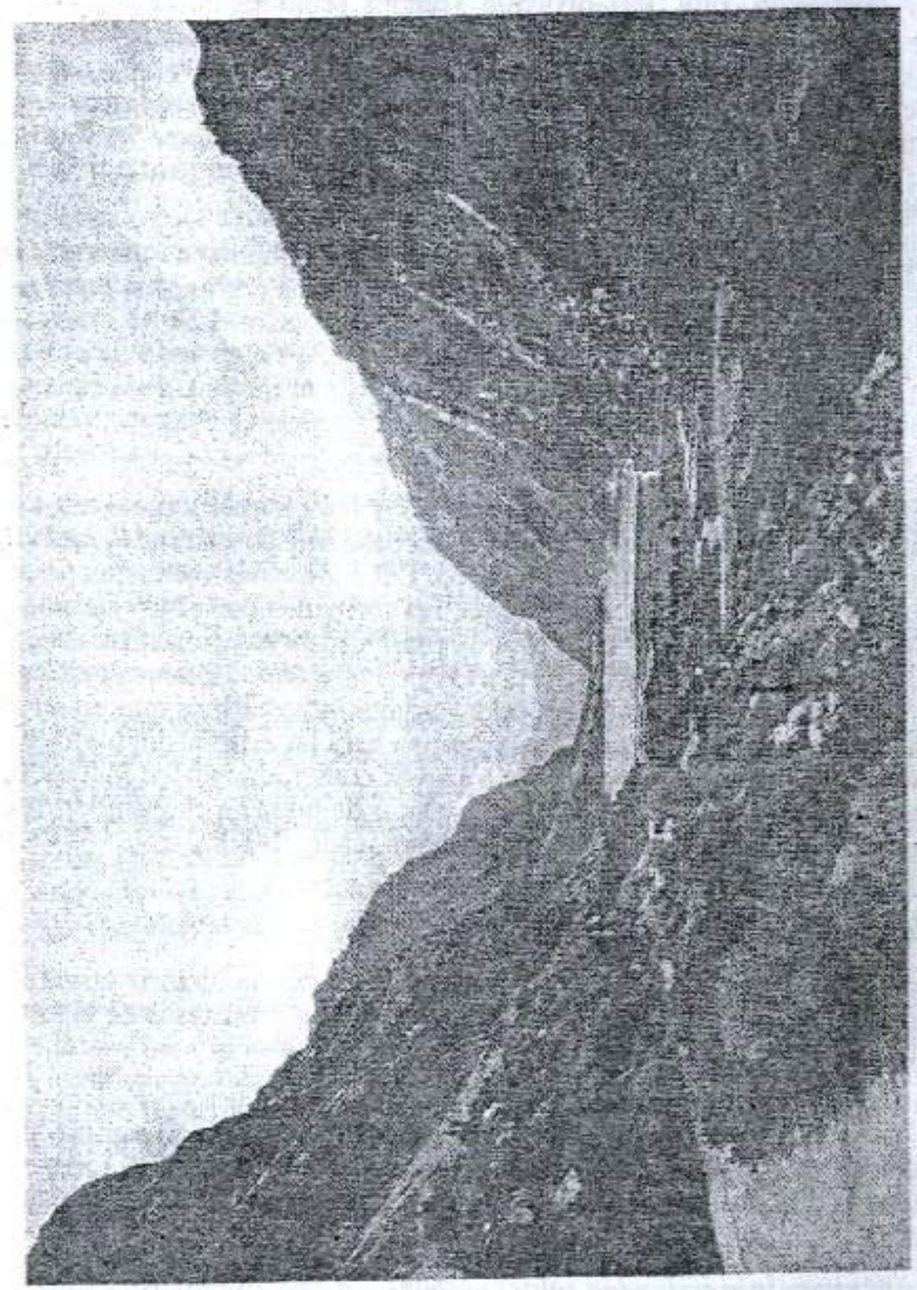


Fig. 12.16 Vista de la Laguna Llanganuco y la típica "U" del valle glaciar.

LA GLACIACIÓN Y SUS CAUSAS

La glaciación es el proceso geológico que involucra el aumento considerable de la formación y extensión de los glaciares, ocurrido en diferentes épocas de las eras geológicas, que ocasionó que grandes regiones de la superficie terrestre se cubrieran de hielo y los casquetes polares se extendieran hasta las zonas templadas. Fue provocada por la persistencia de climas muy fríos durante miles de años; cada una de las épocas en las que se dio este fenómeno, particularmente en la era Cuaternaria. Es por ello, que *época glacial* es todo el periodo de clima planetario más frío en el que se produjeron glaciaciones e interglaciaciones

Entre las causas fundamentales de una época glacial pueden contarse, 1) la posición favorable de los continentes con respecto de las regiones polares regidas por la tectónica de placas, 2) el retroceso de los océanos de los cratones continentales debido a levantamientos epirogénicos, 3) un periodo de actividad volcánica intensa, y 4) un periodo sostenido de disminución, de la intensidad de la energía solar que llega a la Tierra. Las dos primeras están bien documentadas y las dos últimas son materia de discusión.

La proporción de los isótopos de oxígeno O^{18} y O^{16} en microorganismos es un indicador de temperaturas de los océanos del pasado y constituye el método de datación preciso para las edades del hielo. Las moléculas formadas por el O^{16} se evaporan mucho más fácilmente que las formadas por el O^{18} debido a que el O^{16} es mucho más ligero. Esto es muy más patente en climas fríos cuando se produce una mayor concentración de O^{18} en los océanos. Ambos isótopos se incorporan a los caparazones de los microorganismos marinos que viven en esos tiempos. Se establece un calendario preciso para las edades del hielo mediante el análisis de las proporciones de O^{16} y O^{18} contenidos en los fósiles, de acuerdo a esto, parece haber existido nueve edades de hielo en el último millón de años, lo que equivale a una aproximadamente, cada 100 000 años.

Causas de la glaciación

La glaciación es uno de los aspectos problemáticos de la historia climática de la Tierra que involucran el esclarecimiento de la causa o causas de la alternancia entre periodos de enfriamiento y calentamiento global.

Un gran número de factores que influencian en los cambios climáticos, por lo general, podemos agrupar en cuatro categorías principales: a) variaciones de la radiación solar, b) variación en la composición de la atmósfera terrestre, c) alteraciones en la posición paleogeográfica y características de los océanos y continentes, d) causas extraterrestres.

Las variaciones de la radiación solar causadas por los cambios astronómicos y cambios de la órbita terrestre tienen importancia básica para el entendimiento de los cambios climáticos. Esta hipótesis fue desarrollada por astrónomo

yugoeslavo Milutin Milankovitch y se basa de que las variaciones de la radiación solar son un factor principal en el control del clima terrestre. Este científico formuló un modelo matemático basándose en los siguientes elementos:

a) Variaciones en la forma *(excentricidad)* de la órbita de la Tierra alrededor del Sol,
b) Cambios en la *oblicuidad*, es decir, cambios en el ángulo que forma el eje con el plano de la órbita terrestre, y
c) El bamboleo (*fluctuación*) del eje de la Tierra, denominado *precesión.*

Utilizando esos factores se calculó las variaciones en la recepción de energía solar y la correspondiente temperatura superficial de la Tierra en épocas pretéritas en un intento de correlacionar esos cambios con las fluctuaciones climáticas del Pleistoceno, se efectuaron estudios detallados principalmente en sedimentos marinos profundos que dieron credibilidad a la teoría de Milankovitch, de manera que los investigadores afirmaron "Se concluye que los cambios en la geometría de la orbita terrestre son la causa fundamental de la sucesión de los periodos glaciares del Cuaternario"

La variación de la atmósfera terrestre, que involucra el aumento del CO_2 en la atmósfera debido a las erupciones volcánicas es considerada como factor fundamental en el control de su concentración en la atmósfera, además del vulcanismo, las fases de expansión del fondo marino, la orogénesis y transgresiones marinas aumentarían el CO_2, en contrapartida, las fases de levantamiento, regresión marina y erosión corresponderían a periodos de reducción del CO_2 de la atmósfera.

La distribución de los continentes y los océanos es relevante en las variaciones climáticas de la Tierra. La teoría de la tectónica de placas es la propuesta más atractiva para explicar las causas de las épocas glaciales extensas ocurridas tan sólo unas pocas veces en el pasado geológico, dado que los glaciares se pueden formar en tierra firme, muchos científicos sugieren que los periodos glaciares se han producido sólo cuando las placas de corteza terrestre a la deriva han transportado los continentes de las latitudes tropicales a posiciones más próximas a los polos.

Finalmente, *las causas extraterrestres* también han sido mencionadas para explicar la alternancia de las fases de calentamiento y enfriamiento de la Tierra. Un lanzamiento de grandes cantidades de polvo a la atmósfera, resultante del impacto de un bólido o cuerpo celeste sobre la superficie terrestre ha sido propuesto como causa del enfriamiento por el bloqueo de la radiación solar. El efecto contrario ocurriría si el impacto se efectúa en el océano, en este caso, una vaporización del agua llevaría a la formación de nubes resultando una fase de calentamiento.

En conclusión, todavía no hay una teoría generalmente aceptada para explicar las causas de los periodos glaciales y las proposiciones expuestas aquí no están exentas de críticas ni son tampoco las únicas posibilidades actualmente en estudio.

Capítulo XIII

ACCIÓN GEOLÓGICA DE LOS VIENTOS

El viento es el aire en movimiento y que se produce debido al distinto calentamiento del aire y a la rotación de la Tierra. Al calentarse una región de la Tierra, la presión en la misma disminuye, y el aire se eleva, dejando un vacío que viene a ocupar el aire de las proximidades, originando un movimiento por el que el viento va de las zonas de más presión - anticiclónicas- a las de menor presión o ciclónicas. Debido a la rotación de la Tierra el viento no sopla perpendicular a las líneas de igual presión, sino que experimenta una desviación que le hace tomar un movimiento circular de este a oeste en el hemisferio norte y de oeste a este en el hemisferio sur. Además los vientos se mueven en todas las direcciones y cuya velocidad aumenta con la altura respecto sal suelo y su actividad depende del clima, es mayor en climas áridos o semiáridos, que en las regiones húmedas

El viento como agente erosivo es mucho menos efectivo que el agua, pero juega un papel importante en el transporte de materiales sueltos en las regiones áridas y semiáridas. La acción de los vientos se observa principalmente en los desiertos, donde la ausencia de cubierta vegetal, suelo coherente y humedad para agrupar los granos permiten que el viento arrastre el material de la superficie con mucha más facilidad que en una región húmeda.

Aun cuando no hay una definición generalmente aceptada de lo que es un desierto, se puede decir, cuando menos, que un desierto se caracteriza por la falta de humedad. Considerando sólo los desiertos de climas cálidos, ya que existen también desiertos polares, éstos se distribuyen en las regiones de latitudes bajas y medias que conforman dos grandes grupos: el primero los llamados *desiertos topográficos*, deficientes en lluvia, bien porque se sitúan en el centro de los continentes, lejos de los océanos o porque la presencia de altas montañas impiden que los vientos que producen lluvias lleguen a estas regiones. El segundo grupo de mayor extensión que el primero son los llamados *desiertos tropicales* que existen en zonas situadas entre los 5° y los 30° de latitud al norte y al sur del Ecuador.

En los desiertos, la lluvia es tan escasa como irregular y cuanto más escasa y más errática, resulta difícil de predecir. La mayor parte de los desiertos reci-

ben de 250 a 375 mm de lluvia anual y en algunos casos menos todavía, y en otros casos pasan ciclos de carencia total de lluvias; sin embargo, probablemente no hay lugar en el mundo aun en los desiertos más secos? que no reciban alguna lluvia, aún cuando lleguen a pasar años entre dos aguaceros.

En el desierto varían las temperaturas de un extremo a otro en sólo unas cuantas horas. El aire se calienta rápidamente durante el día y se enfría rápidamente en la noche, particularmente en los desiertos tropicales. En algunos casos llegan a 37 °C durante el día seguido por un mínimo de -1 °C en la noche.

Para hacer más inclemente el clima del desierto, soplan a menudo vientos sobre la tierra reseca, con ausencia de vegetación, que arrastra enormes nubes de polvo a grandes alturas sobre la superficie y mueven partículas de arena a lo largo de la superficie, como en el caso de los llamados Vientos Paracas en Pisco e Ica.

A causa de la falta de humedad en el desierto, la velocidad del intemperismo, tanto químico como físico, es extremadamente lenta, puesto que la mayor parte del material desgastado consiste en fragmentos de minerales y rocas inalteradas. En este caso probablemente predomina el intemperismo mecánico.

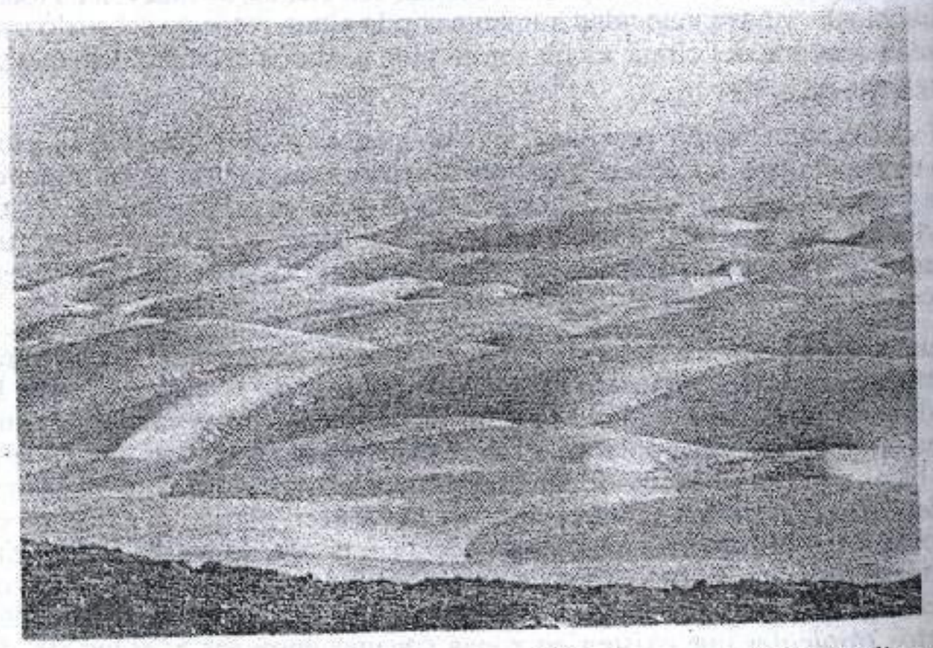


Fig.13.1 Vista de un desierto tropical en el sur del Perú, que muestra un amplio sector cubierto de arena y un sector pedregoso, a lo largo de la costa de Arequipa.

PROCESOS GEOLÓGICOS DEL VIENTO

Proceso Erosivo

La erosión del viento se ejerce mediante dos procesos: deflación, abrasión y atricción.

1. ***La deflación***.- Derivado del latín «soplar» es el proceso erosivo del viento, que consiste en el arrastre y dispersión de las partículas sólidas realizadas por la fuerza de movimiento del viento. Este proceso erosiona la superficie terrestre principalmente en regiones de clima árido y semiárido, formando rasgos identificables en el terreno, como huecos o depresiones en los depósitos de materiales inconsolidados, que varían de metros hasta varios kilómetros de diámetro, estas depresiones, se llaman *cuencas de deflación*.
2. ***La abrasión***.- Llamada también ***corrasión***, viene a ser la acción destructora del viento cerca de la superficie, cuando está cargado de arena u otro material fragmentario, que va desgastando y destruyendo las superficies duras, al ejercer una acción de limado sobre dichas superficies.
   Las formas en que se manifiesta la corrasión son variadas, dependiendo de la dureza y carácter del material que transporta el viento; las superficies de las rocas sufren pulimento, se cubren de estrías, rayas y surcos. Un rasgo característico de la corrasión es que forma rocas solitarias de raros contornos en forma de hongos o pedestales, ejemplo, el hongo de los Baños de Yura en Arequipa. Esta misma acción produce en las rocas sueltas caras facetadas, es decir caras que han sido pulidas por la arena suspendida en el viento, conocida como *ventifactos*, que pueden ser de una, dos o tres caras llamados *einkanter, zweikanter o dreikanter* respectivamente, nombres provenientes del idioma alemán. Asimismo esta acción produce un brillo o lustre conocido como *barniz del desierto*.
3. ***La atrición***. Es otra acción erosiva del viento que consiste en que las partículas de arenas que son transportadas por el viento que además de producir la deflación, por encima de la superficie, chocan entre sí, produciendo desgaste, redondeamiento y pulido de las partículas; por este efecto la granulometría de las arenas eólicas es homogénea en tamaño y forma, comparada con las arenas fluviales y marinas.

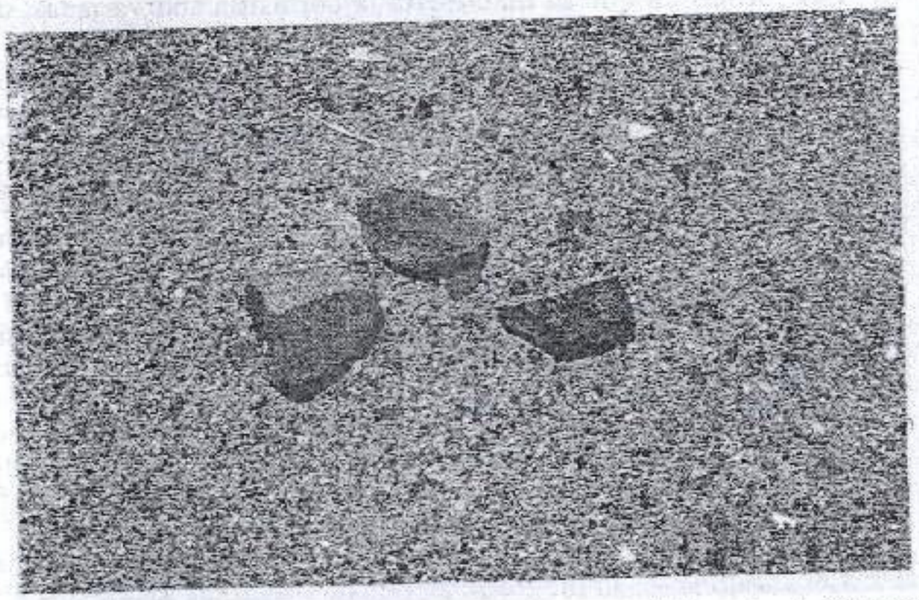


Fig. 13.2 a) Geoforma producida por el viento formando el denominado Hongo de los baños de Yura en Arequipa; y b) Se nota en los fragmentos el llamado barniz del desierto y caras facetadas.

sarertnocnoside@hotmail.com

Proceso de Transporte

El viento se cuenta entre los poderosos factores atmosféricos capaces de realizar un considerable trabajo geológico, de acuerdo a su velocidad que se incrementa rápidamente con la altura por encima de la superficie del terreno; más aún, la mayor parte del aire se mueve en flujo turbulento. El movimiento general del viento es hacia adelante a través de la superficie del terreno, pero dentro de este movimiento el aire se mueve hacia arriba, hacia abajo y de un lado a otro.

Tan igual que una corriente, el viento transporta partículas finas en suspensión, mientras que las más pesadas son transportadas como carga de fondo. La *carga de fondo* transportada por el viento consiste de granos de arena. El diámetro de los granos de arena llevados por el viento tiene un promedio de 0,15 mm a 0,30 mm, con algunos granos finos de hasta de 0.06 mm. Estos granos de mueven saltando y rebotando a lo largo de la superficie, proceso denominado saltación y la altura que alcanzan, no pasa de un metro y normalmente medio metro.

Todas las partículas menores de 0,06 mm se clasifican como polvo y son transportadas por el viento como *carga en suspensión* durante horas e incluso días y pueden alcanzar grandes distancias. Aunque el limo y la arcilla pueden ser transportados en suspensión, el limo constituye normalmente la mayor parte de la carga en suspensión, porque el reducido grado de meteorización química de los desiertos proporciona pequeñas cantidades de arcillas.

Las partículas de distintos tamaños son transportadas por el viento en diferentes formas. La diferencia estriba en la fuerza del viento. Por lo tanto, las partículas son transportadas de las siguientes maneras:

1. ***Rodamiento***. Movimiento hacia adelante de algunos granos de arena. Particularmente los más grandes nunca se elevan en el aire por completo, aun bajo el impacto de otros granos, éstos ruedan hacia adelante a lo largo del terreno, en forma semejante al rodamiento y desplazamiento de partículas a lo largo del lecho de un río.
2. ***Saltación***. Las partículas menos densas son transportadas mediante una serie de brincos, por el proceso de saltación; cuanto más fuerte sean los vientos que soplan durante la saltación, será mayor la posibilidad de que los granos de la superficie sean arrastrados por el viento.
3. ***Suspensión***. Constituye la mayor parte de la carga que transporta el viento muy cerca del suelo. Ocurre cuando los granos son livianos y las corrientes ascendentes son particularmente fuertes, las partículas son barridas hacia arriba en el aire y llevadas en suspensión.

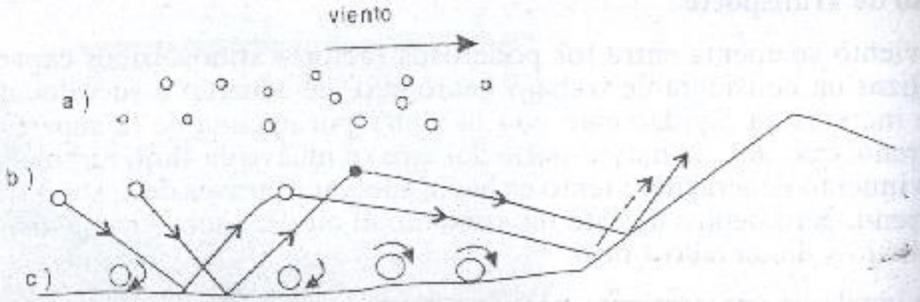


Fig. 13.3 Gráfico que muestra las formas de transporte de los granos de arena por acción del viento: a) en suspensión; b) por saltación; y c) por rodamiento.

Proceso de Deposición

Cuando el viento pierde su velocidad y con ello su capacidad para transportar las partículas de arena y polvo que ha levantado de la superficie, éstas caen nuevamente sobre el terreno. Las geoformas producidas por la deposición de los materiales son de varios tipos, dependiendo éstos del tamaño de las partículas, la presencia o ausencia de vegetación, la constancia de la dirección del viento y la cantidad de material susceptible de ser movido por el viento.

Loess.-Es un depósito de limo sin estratificar, de color amarillento, compuesto de pequeños y angulosos fragmentos minerales, caracterizados por ser altamente carbonatados. Los depósitos de loess varían de grosor desde unos cuantos centímetros hasta 10 o más metros, llegando a alcanzar centenares de metros en algunos lugares de China. Muchos geólogos, aunque no todos, que consideran al loess como material depositado originalmente por el viento, basan su conclusión en varios hechos. Las partículas individuales son muy pequeñas, notablemente parecidas a las de polvo transportado por el viento hoy en día.

Más aún los loess se extienden por igual sobre colinas, laderas, valles, planicies, indicio este de que el material se asentó desde el aire. Los loess por su composición han producido suelos fértiles de gran capacidad agrícola.

Dunas.- Los depósitos de arenas presentan ciertas formas características y fáciles de reconocer. Con frecuencia el viento reúne las partículas de arena en montículos y promontorios llamados *dunas o médanos*, los cuales se mueven algunas veces lentamente a lo largo de la dirección del viento. Las dunas son acumulaciones de arena transportada y depositada por el viento, cuando éste amaina, o se anula su velocidad o encuentran un obstáculo grande o pequeño que se interpone en el camino. Las formas de las acumulaciones son variables y dependen de las condiciones topográficas locales, del aporte de arena y de la constancia y velocidad del viento.

Las dunas y otros depósitos de arena causados por el viento se pueden reconocer con facilidad en las formaciones antiguas. La acumulación de arena en el barlovento con el ángulo de equilibrio hace que las arenas eólicas formen una

estratificación cruzada de ángulo grande. Además en la mayoría de los depósitos eólicos, la estratificación es bastante irregular como resultado de los constantes cambios de dirección del viento, lo que da a esta estratificación cruzada un aspecto caótico.

Partes de una duna

Si el viento tiene una dirección constante modela en la duna un perfil típico, que está compuesto de los siguientes partes:

Barlovento. Es la parte de la duna más larga y de pendiente suave que forma un ángulo de 10° con la horizontal, presenta pequeñas ondulaciones o rizaduras, debido que se encuentra en la misma dirección del viento. Su límite llega hasta la cresta.

Sotavento. Es la parte de pendiente más corta y abrupta que forma un ángulo de 30° con la horizontal, que se encuentra en la zona protegida de la duna, en donde se producen los remolinos.

Cresta. Es la parte superior de la duna que separa el barlovento del sotavento.

Cuernos.- Son las partes terminales de la duna, que se propagan por delante y el resultado es la migración continua de la duna sin cambiar la forma a través del desierto.

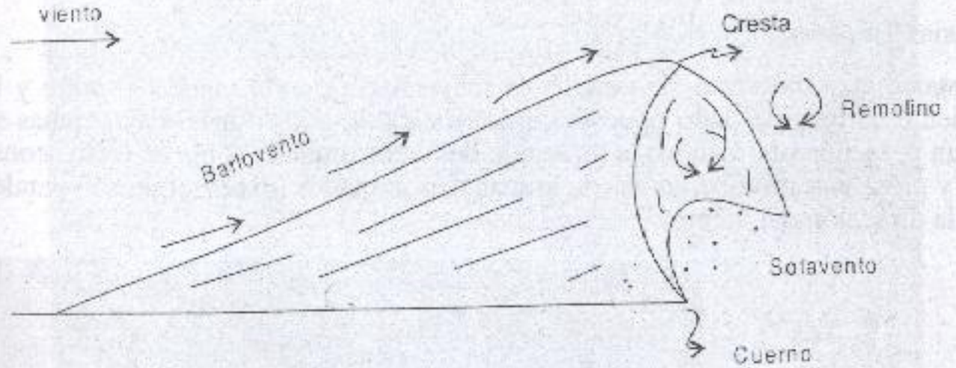


Fig. 13.4 Partes de una duna

Migración de las Dunas

Por su movimiento, las dunas se clasifican en fijas y móviles. En las dunas móviles, debido a la ausencia de vegetación, los granos de arenas inician su movimiento en dirección del viento dominante. Este movimiento, que puede ser de pocos centímetros o de pocos metros al año, se debe a que el viento traslada los granos de arena del barlovento, los lleva hasta la cresta y lo suelta en el sotavento; la repetición continua de este proceso da como resultado el avance de las dunas. La movilidad de la mayor parte de las dunas es un gran peligro para la

vegetación de las zonas próximas a ellas, que pueden verse invadidas por grandes cantidades de arena, como en los sectores de Casma, Tanaca, Mollendo, etc.

Tipos de Dunas

Por su forma y relación con la dirección del viento, existen varios tipos de dunas:

a. Barjanes

Son dunas de arena en forma de luna en creciente, cuyos extremos terminados en punta llamados cuernos y que pueden tener diferente longitud apuntan a la dirección en que sopla el viento, y se mueven lentamente a su impulso; las más pequeñas a una velocidad de unos 15 metros por año, y las más grandes de 7 a 8 metros por año.

La altura máxima alcanzada por los barjanes o *barkanes* es de unos 30 metros, y su amplitud máxima, de punta a punta, es de aproximadamente 300 metros. Este tipo de duna por lo general se presenta agrupada y es muy raro encontrarla aislada. Existe desacuerdo acerca de la formación de los barjanes; sin embargo, parecen ser esenciales ciertas condiciones: viento que sople en una dirección fija, superficie de terreno duro relativamente plano, suficiente abastecimiento de arena y falta de vegetación.

b. Dunas Transversales

Estas dunas muestran la pendiente suave hacia donde viene el viento y la pendiente abrupta del lado opuesto característica de otras dunas. Estas dunas se forman perpendicularmente a la dirección del viento cuando sopla en forma constante y presentan protuberancias de arenas denominados *lóbulos*, que son paralelos a la dirección del viento.

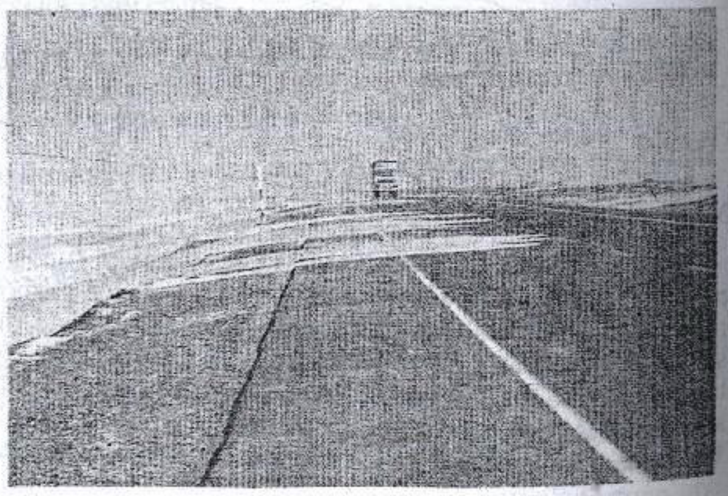
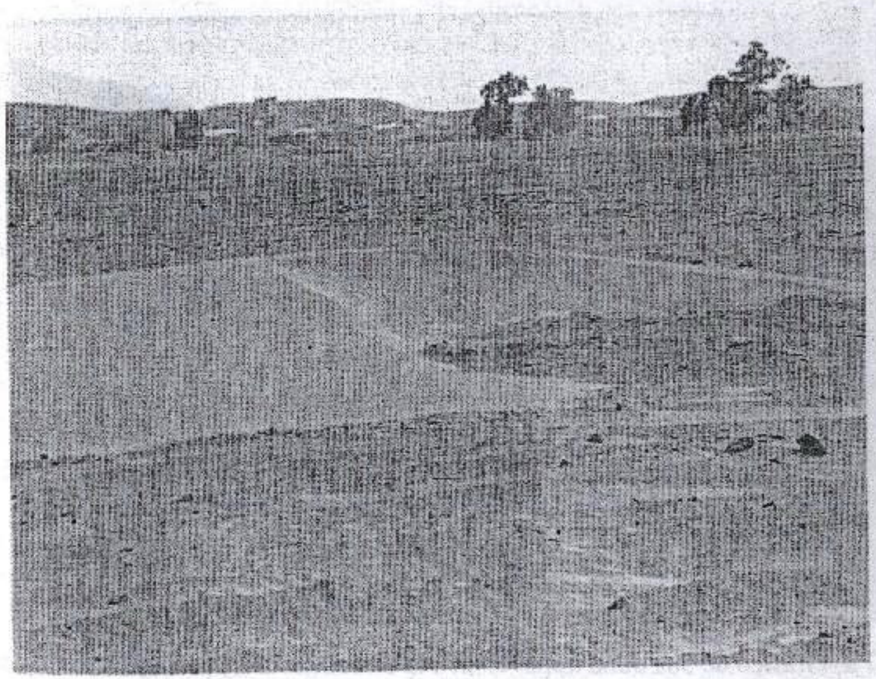
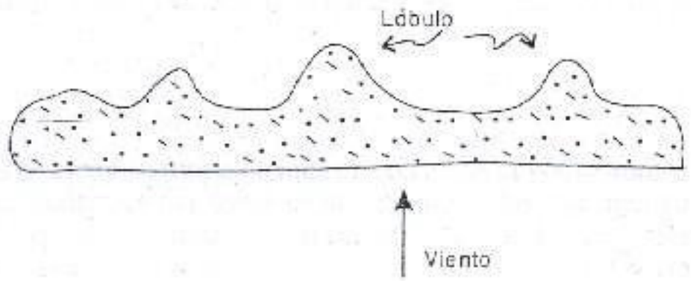


Fig. 13.5 Migración de dunas cruzando la Panamericana Sur en la cercania de Nasca.



sarertnocnoside@hotmail.com

a)



b)

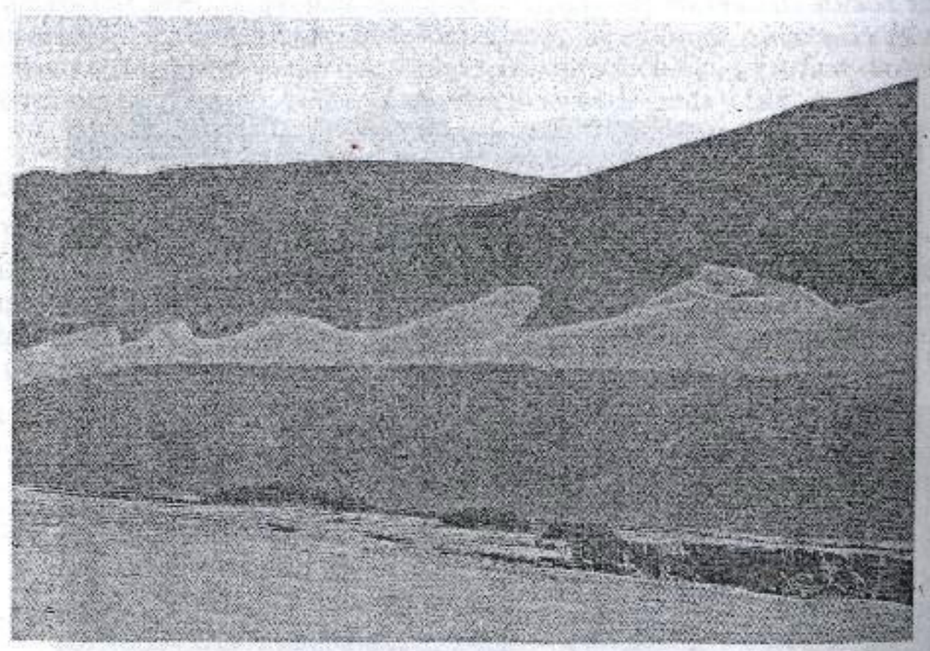


Fig. 13. 7 a) Gráfico de una duna transversal a la dirección del viento; y b) Vista de una duna transversal en las pampas de Nasca.

c. Dunas Longitudinales

Estas dunas son largos promontorios de arena alineados en la dirección general del movimiento del viento. Las dunas longitudinales pequeñas tienen menos de 3 metros de altura y unos 60 metros de largo, pero a veces alcanzan alturas de 100 metros y se extienden hasta 100 kilómetros a través de la región. Se les conoce también con el nombre de *duna seif*, palabra árabe que significa «espada» por su forma parecida a la cimitarra (espada árabe).

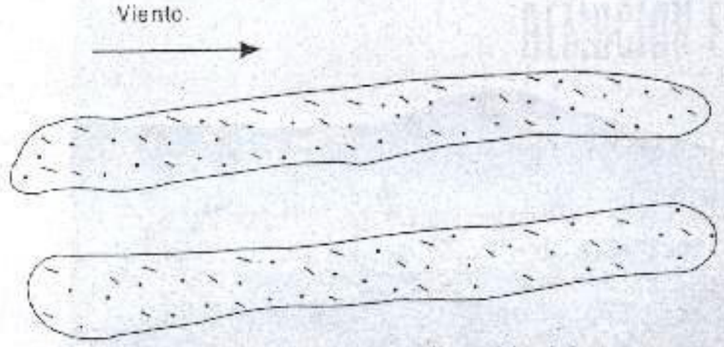


Fig. 13. 8 Gráfico de dunas longitudinales a la dirección del viento.

d. Dunas Parabólicas

Estas dunas, de gran tamaño, tienen la forma de una cuchara; son parabólicas, semejantes a un barján al revés, es decir, que sus extremos apuntan hacia la dirección de donde viene el viento. Esto se debe a que los cuernos están cubiertos de vegetación que le permite un movimiento limitado de la arena con respecto a la parte central.

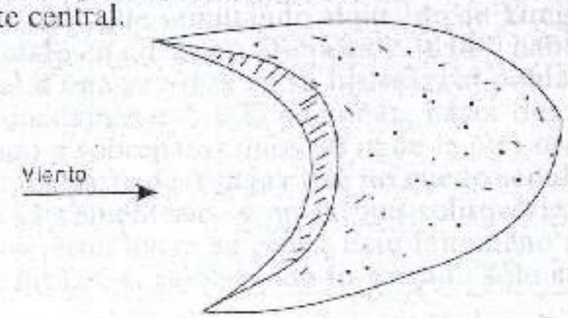


Fig. 13.9 Gráfico de una duna parabólica.

e. Dunas Trepadoras

A pesar de que las dunas se encuentran por lo general en regiones desérticas no están restringidas a ellas. En el litoral peruano existen vientos costeros, que arrastran arena desde la playa hasta las zonas altas del acantilado y, como consecuencia de este fenómeno, se forman una serie de dunas en la parte pos-

terior de las playas, cuando el viento es suficientemente fuerte como para transportar las arenas hasta la parte alta de los acantilados e incluso llevarlo a través de las pampas hasta los cerros aledaños. Estas dunas se llaman dunas trepadoras, como las que vemos en el Serpentín de Pasamayo en Lima, en Nasca, Variante de Uchumayo en Arequipa, etc.

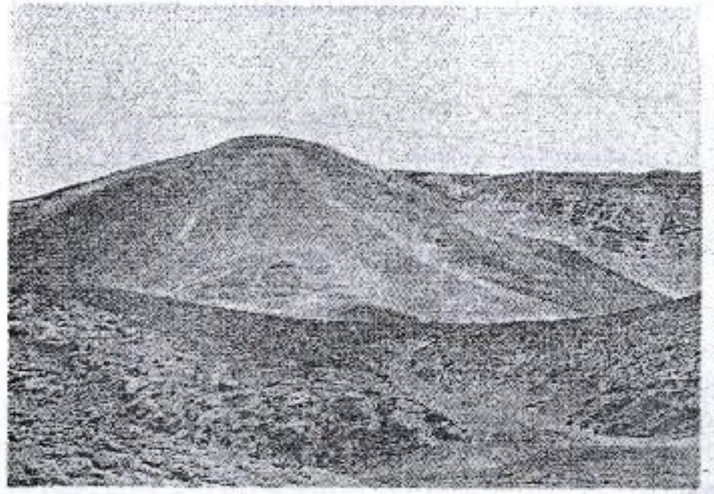


Fig. 13.10 Vista de una duna trepadora en las pampas de Nasca.

Capítulo XIV

REMOCIÓN EN MASAS

El autor de este libro, inicio su carrera como geólogo, en el Servicio de Geología y Minería el 1° de Junio de 1970, al día siguiente de la mayor tragedia ocurrida en el Perú el 31 de Mayo de 1970. Fecha, en que ocurrió a 25 km al oeste de Chimbote un terremoto de gran intensidad cuyos efectos llegó a Lima destruyendo viviendas y causando pánico a la población. A 60 km al este de Chimbote, en el Callejón de Huaylas y más puntual en la Cordillera Blanca, en el Nevado del Huascarán (6 654 m) se desprendió un gran bloque de roca, hielo y nieve que al caer sobre una laguna, originó uno de los movimientos de masas más espectacular y devastador que haya sucedido en el Perú y probablemente en el mundo.

Esta gran masa en caída libre de aproximadamente 1 000 m desplazo miles de toneladas de rocas y produjo una avalancha de detritos (conocida en términos quechua como aluvión) que alcanzó velocidades hasta de 320 km por hora arrasando todo a su paso. Parte de esta avalancha sobrepaso los costado del valle sepultando al pueblo de Yungay en unos pocos segundos y matando en cifras no oficiales a 30 000 habitantes, siguiendo su camino (sepultó una vez más en su historia) al poblado de Ranrahirca matando aproximadamente 5 000 personas, hasta llegar a cruzar el río Santa, alcanzando a sobrepasar unos 60 m de la otra orilla del valle. Irónicamente, la única parte de Yungay que no quedo sepultada fue la colina donde se ubica el cementerio, y en la que sobrevivieron cerca de 100 personas que corrieron hacia su cima. Este fenómeno geológico natural de remoción de masas, ocasionó todo lo narrado sólo en cuatro minutos

El movimiento de masas es un proceso geológico importante, que puede ocurrir en cualquier momento y en casi cualquier lugar, y llegan a causar pérdidas de vida, daños materiales e interrupciones en las actividades humanas.

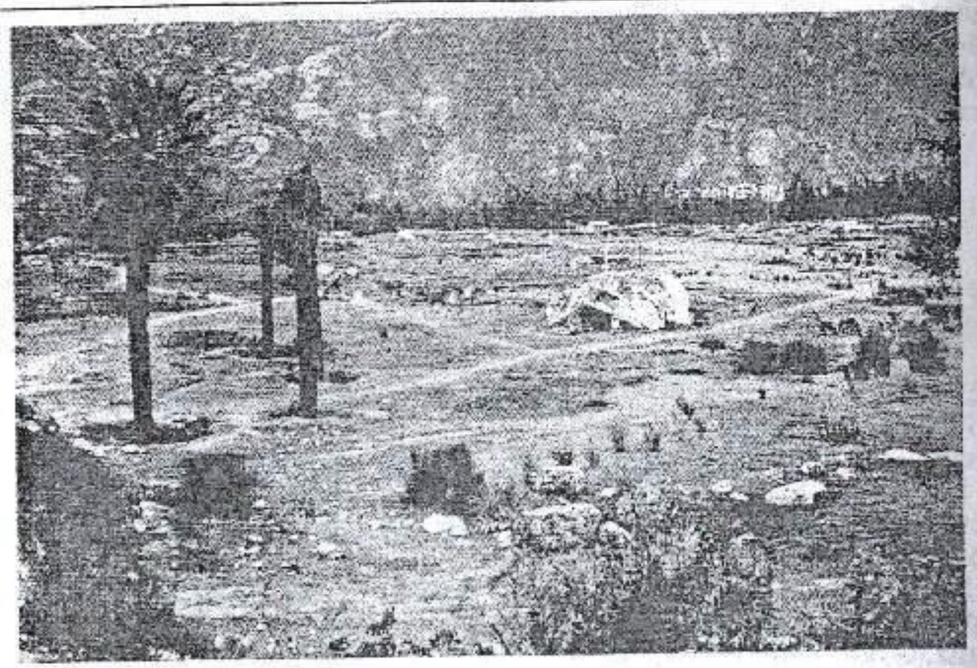


Fig. 14.1 El aluvión de 1970 sepultó a la ciudad de Yungay en Ancash. Como testigos de lo ocurrido quedaron las palmeras que se encontraban en la plaza de armas de la ciudad.

REMOCIÓN DE MASAS

El término remoción en masas o movimiento de masas se refiere a procesos de movilización descendente lenta o rápida de determinado volumen de suelos, roca, o ambos, en diversas proporciones, generados principalmente por acción directa de la gravedad terrestre y por una serie de otros factores, en la superficie terrestre.

Los estudios de los movimientos de remoción en masas que además forman parte del ciclo evolutivo de la Tierra pertenecen al ámbito de la geodinámica, que es una disciplina de las ciencias geológicas, que nos permite comprender las causas, factores y modos de ocurrencia de los fenómenos y sus efectos tanto internos como externos, La geodinámica externa se vale de otras disciplinas como la geomorfología, meteorología, tectónica, estratigrafía, etc., para conocer todas las causas y factores que participan en el desarrollo de los fenómenos externos.

La relación entre la ocurrencia de remoción en masas y períodos de intensa precipitación pluvial es conocida en nuestro territorio, así lo atestiguan los numerosos procesos cada año. Geológicamente, la totalidad de los fenómenos de remoción en masas no constituyen procesos excepcionales, sino acciones que participan en la evolución normal del paisaje.

AGENTES GEODINÁMICOS

Son todos aquellos elementos que participan directamente en la generación de fenómenos geodinámicos que al interactuar producen la evolución del modelado de la superficie terrestre.

El Agua

Es el agente geodinámico más importante, y su acción geológica en cualquiera de sus formas de presentarse produce cambios en el relieve terrestre. Participa como agente de la meteorización, erosión, remoción de los materiales y su consecuente sedimentación en otros cuerpos acuosos.

El agua en forma de lluvia satura los terrenos de una región, produce ciertos desequilibrios en las pendientes de los terrenos y las quebradas y origina una corriente superficial capaz de transportar materiales sueltos vertiente abajo.

La Gravedad

Es un agente que proporciona la energía requerida para el movimiento pendiente abajo de los materiales superficiales y de las rocas, sólo cuando es capaz de vencer la resistencia interna del material que le impide moverse. Es evidente que cualquier otro factor o agente como el agua, que reduzca esta resistencia, permite que la gravedad pueda intervenir, contribuyendo al movimiento.

El Sol

Interviene en los procesos que ocurren en la Tierra, mediante las variaciones de la temperatura, propiciando cambios en el estado o resistencia de los materiales con respecto a la dilatación, contracción y ruptura, además de influir en el comportamiento del clima.

Organismos Vivos

La actividad que realizan los organismos sobre la superficie terrestre siempre ha pasado inadvertidas o desapercibidas, pero no podemos soslayar la importante movilización de materiales y el modelado que resulta de esta acción. El hombre contribuye a cambiar el modelado terrestre a través de sus actividades, principalmente económicas, que han contribuido al desequilibrio y por ende al desarrollo de fenómenos geodinámicos.

Otros

En menor grado pero de importancia vital en la generación de movimientos de masas son los terremotos y erupciones volcánicas.

sarertnocnoside@hotmail.com

FACTORES CONDICIONANTES

A diferencia de otros riesgos geológicos y climáticos naturales: sismos, volcanismo, huracanes, tsunamis, inundaciones, que son de gran alcance y, por lo tanto, están fuera de la intervención humana, los fenómenos de remoción en masa admiten cierto manejo en situación crítica, destinada a minimizar sus efectos sobre la población.

De vital importancia es conocer los ambientes topográficos, climáticos, geomorfológicos, litológicos, estratigráficos, geológicos, hidrológicos y tectónicos en que tienen lugar, junto a los mecanismos que participan en su generación y que determinan sus respectivas magnitudes, estos factores son:

Topográficos. Las características morfológicas del relieve terrestre nos indican el grado de desarrollo que ha alcanzado durante su evolución, ejemplo, las pendientes nos indicarán el grado de estabilidad o inestabilidad de los materiales que la constituyen.

Climáticos. Las variables climatológicas como la temperatura, humedad, precipitación y otras, constituyen los elementos del clima de una región y además determinan el tipo predominante de meteorización que afecta a las rocas y sus componentes; asimismo condicionan a los fenómenos meteorológicos como lluvias torrenciales y huracanes, que constituyen manifestaciones geodinámicas de magnitudes catastróficas.

Litológicos. La naturaleza, la composición mineral, las propiedades físicas y químicas de las rocas, van a determinar el comportamiento de los terrenos, por ejemplo, rocas duras, compactas, débiles, no consolidadas, inestables, que darán lugar a que los materiales posteriormente sean removidos, de acuerdo a su grado de resistencia.

Estratigráficos. La forma de ocurrencia o modo en que yacen las rocas determinan la estabilidad o inestabilidad del terreno, por ejemplo, estratos gruesos, delgados, intercalaciones o alternancia con estratos permeables o impermeables, el buzamiento de los estratos en favor o en contra de la pendiente, crearán las condiciones de estabilidad o inestabilidad.

Tectónica. El Perú se ubica en la margen de una activa zona de convergencia entre las placas de Nasca y Sudamericana. La subducción de la litosfera oceánica del Pacífico ha controlado la evolución geológica, tectónica, volcánica y sísmica del territorio desde el Paleozoico hasta la actualidad, desarrollándose estructuras geológicas frágiles y complejas: cadenas montañosas que crean morfologías empinadas; zonas de fallas y fracturas, propicias a generar terrenos geodinámicamente débiles; actividad volcánica, con erupciones de variado tipo y magnitud; y actividad sísmica con terremotos frecuentes.

La ubicación geográfica del territorio, enfrentado al vasto océano Pacífico, ejerce un decisivo efecto para controlar el régimen climático, en el que la Cordillera de los Andes juega un papel decisivo en el comportamiento de las masas de aire. Como resultado de las condiciones imperantes en las partes altas, las precipitaciones se concentran en los meses de diciembre a marzo, mientras que en las demás zonas del territorio prevalece la estación invernal en los meses de junio a agosto.

Finalmente, la situación morfológica del país contribuye a que los asentamientos humanos se emplacen a lo largo del litoral, en las llanuras de los valles andinos y en las zonas llanas de los ríos caudalosos, incrementando su vulnerabilidad frente a los fenómenos de remoción en masa.

CLASIFICACIÓN DE LOS PROCESOS DE REMOCIÓN

El gran número de factores que condicionan los procesos de remoción en masas, sus diversas velocidades de desplazamiento, mecanismo de rúptura, litología, ambientes climáticos y geomorfológicos en que se desarrollan, impone serias dificultades al establecimiento de un sistema unificado de clasificación para establecer una descripción ordenada de las remociones, con énfasis en aquellas que alcanzan mayor desarrollo en determinados países, en los cuales los diversos investigadores han efectuado sus estudios.

Los movimientos de masas se clasifican según tres criterios principales:

1) Velocidad del movimiento (lento o rápido),

2) Tipo de movimiento (principalmente, caída, deslizamiento o flujo) y

3) Tipo de material que arrastra (roca, suelo o detritos).

Los movimientos catastróficos y destructivos de rocas y suelos, ejemplos de movimiento de masas más espectaculares y fáciles de reconocer, son conocidos vulgarmente como «deslizamientos de tierra», pero geológicamente se dividen en flujos de tierra, flujo de rocas, deslizamientos de escombros, hundimientos, desplomes, etc.

Es necesario distinguir en los procesos geodinámicos externos entre el **«procesos de flujo»** en los cuales los granos o elementos individuales son dispersados a través de un medio líquido de transporte y **«proceso de remoción en masas»** en que importantes volúmenes de sedimentos se movilizan en conjunto, en estrecho contacto intergranular, y, aún cuando hay una transición gradual entre ambas, en la medida en que aumenta el flujo.

1.- Flujos hídricos
   a) Flujo de barro,
   b) Flujo de detritos,
   c) Flujos laháricos,
   d) Solifluxión
   e) Erosión de cárcavas,

f) Riadas o avenidas,
g) Desbordes,
h) Inundaciones,
i) Erosión de riberas

2.- Remoción en Masas
a) Reptación,
b) Deslizamiento,
c) Desprendimientos,
d) Avalanchas (aludes),
e) Aluviones,
f) Subsidencia y hundimiento

1.- FLUJOS HIDRICOS

El término «flujo» es utilizado para designar a movimientos de masas de mayor o menor velocidad, propios de materiales sin cohesión, que tienen lugar en suelos muy susceptibles de experimentar una considerable pérdida de resistencia con el movimiento; los materiales involucrados, actúan temporalmente, como un fluido, experimentando una deformación continua y sin presentar superficies de rotura definida.

Admite cuatro categorías de acuerdo con el tipo y características de los materiales comprometidos: a) flujos de barro, b) flujos detríticos, c) flujos laháricos, y d) solifluxión

Los primeros corresponden a flujos lentos, conformados dominantemente por materiales de grano fino y homogéneo, con alto contenido de agua. Los segundos, a movimientos de masa, que incluyen materiales granulares, saturados, que fluyen rápidamente ladera abajo en cursos preexistentes.

a) Flujo de Barro

Es una masa de lodo, roca y agua que fluye pendiente abajo, en la ladera de un valle. Una vez desencadenado el movimiento, escurre con velocidad variable, en respuesta al contenido de agua y pendiente local, ocupando cauces preexistentes; por lo tanto la magnitud del flujo en términos volumétricos y energía de avance está en función de la intensidad de las precipitaciones y de la disponibilidad de material fragmentario en el lecho.

Estos movimientos se dan particularmente en zonas altiplánicas y andinas, que están sometidas permanentemente a riesgos de flujos de barro, por su morfología empinada, integrada por rocas superficialmente tectonizadas (fallas o fracturas) con una gruesa cubierta de suelos residuales y materiales transportados, desprovistos de cobertura vegetal. En ambientes bajo condiciones climáticas propicias a abundantes e intensas lluvias, resultan muy favorables para el desarrollo de flujos de barro.

En la región andina, los términos «bajada», «coladas» y «avenidas» son utilizados con frecuencia para designar los flujos de barro. Estos ejercen severos daños a caminos, redes de comunicaciones, canales de agua, etc.

Fig. 14.2 Vista de un flujo de barro, en la Carretera Central (Foto L. Fidel)

b) Flujo de Detritos

Las remociones en mención, caracterizados como «huaicos» en la terminología peruana, se definen como un flujo local y repentino o torrente de volumen relativamente grande y de corta duración, que desborda cauces de ríos en valles secos, en zonas semiáridas, transportando una enorme carga de barro y fragmentos rocosos, generalmente vinculados a lluvias muy esporádicas, de corta duración y de gran intensidad, cubriendo una zona reducida, con morfología empinada.

La magnitud de los flujos repentinos está controlada por varios factores; los más importantes son la tasa de incremento y la intensidad de las precipitaciones, así como el grado de saturación del suelo, especialmente si éste es del tipo granular con alta permeabilidad.

La mayoría de estos fenómenos en nuestro país fueron, precedidos por precipitaciones pluviales, que provocan una rápida saturación en la cobertura coluvial y relleno detrítico de las quebradas, éstas al ser receptoras de intensas lluvias, acompañadas de morfologías empinadas favorecen el escurrimiento del agua, en detrimento de la infiltración.

No debe ser desatendido el hecho de que el poder destructivo de los flujos se incrementa notablemente por el represamiento del cauce de las quebradas, así como la sobreelevación instantánea del flujo, incrementan su energía destructora.

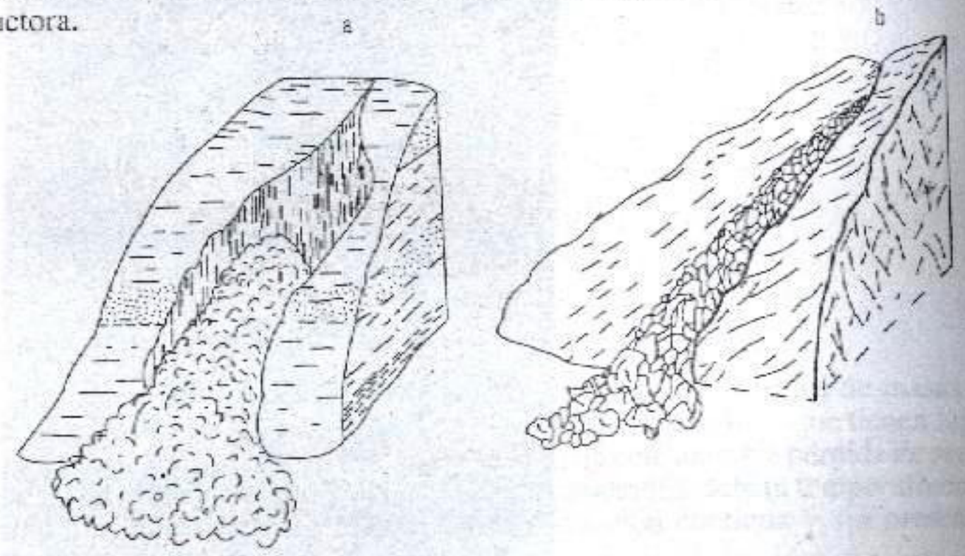


Fig. 14.3 Bloques diagramas mostrando en a) flujo de barro y b) flujo detrítico.

Fig. 14.4 Huaico del río Acobamba ocurrido el 27 de Marzo 1998, que afectó a la central hidroeléctrica de Machupicchu, Cusco.

c) Flujos Laháricos

El término «lahar», de origen indonesio, muy probablemente, fue utilizado en la literatura inglesa, por primera vez, por Escher (1922), pero fue Van Bemmelen (1949) quien propició la definición más aceptada: "como un flujo de barro conteniendo detritos y bloques angulares de origen mayoritariamente volcánico". Stiefel (1965) propuso el término «lahar glaciovolcánico» para designar aquellos lahares que obtienen el agua como resultado de la fusión de nieves y glaciares, por la energía térmica desarrollada durante las erupciones.

En general, el término lahar adquiere la connotación de un flujo hiperconcentrado, vinculado a procesos de origen volcánico; por comportamiento, energía, velocidad y producto difiere sustancialmente de cualquier otro tipo de flujos.

La mayoría de los flujos laháricos ocurridos se relacionan con los ciclos eruptivos de una serie de volcanes, cuya localización geográfica afecta a la acumulación de voluminosos casquetes glaciales. La considerable energía calorífica en las fases iniciales de cada ciclo eruptivo es suficiente para provocar la fusión del hielo y/o nieve del casquete, y los cuantiosos volúmenes de agua generados proporcionan el mecanismo para activar el flujo desde la cima, en su desplazamiento cuesta abajo, y adquieren mayores volúmenes, al incorporar material fragmentario suelto. Se han identificado estos tipos de lahares en el cañón del Colca, sobre todo en los volcanes Huallca Huallca, Coropuna, Sabancaya, etc.

Se dispone de antecedentes respecto a los lahares originados en los flancos de los volcanes durante períodos de quietud, asociados a lluvias de gran intensidad; se les denomina «rain lahars» o "lahares de lluvia". Es el caso de las laderas del volcán Mayor en Filipinas.

d) Solifluxión

La solifluxión corresponde a un movimiento lento, vinculado a acciones de hielo-deshielo, que afecta, normalmente, a suelos de grano fino, limo-arcillosos y de poco grosor. El proceso es común en regiones subpolares, donde el terreno situado debajo de una zona de fusión muy poco profundo está helado permanentemente, durante la breve fusión estival, la capa de detritos puede fluir cuesta abajo a lo largo de pendientes incluso suaves. La solifluxión no es un proceso restringido al terreno congelado; es una forma de remoción en masa común en cualquier parte en donde el agua no puede escapar de una capa superficial saturada del regolito.

Una capa arcillosa compactada o una capa de roca sólida impermeable pueden fomentar la solifluxión tan eficazmente como un substrato helado

Otros tipos de flujo que modifican la superficie terrestre son:

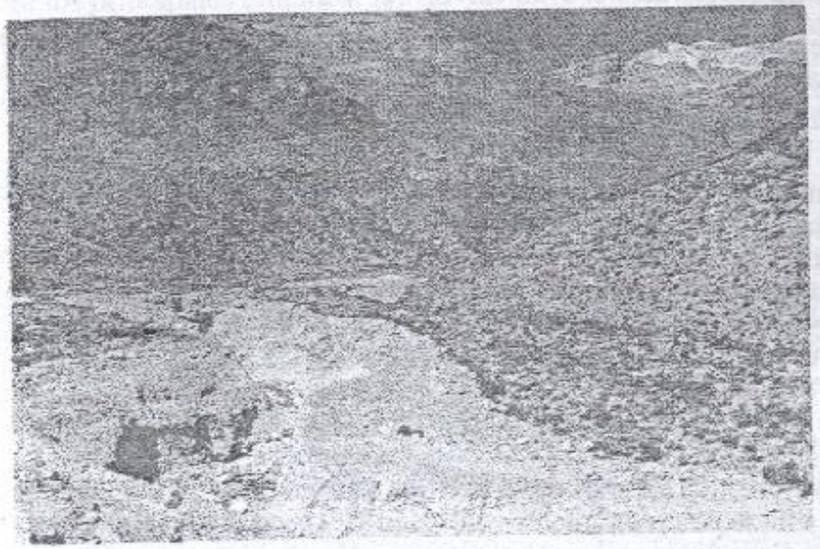


Fig. 14.5 Lahar provocado por las erupciones volcánicas del Sabancaya. Afectó la carretera a Cabanaconde y al canal del Proyecto de Irrigación de Majes, Arequipa.

Fig. 14.6 Cárcavas en los pueblos jóvenes Clara y Cueva en Tarma (Foto S. Dávila)

e) Erosión de cárcavas

Es un fenómeno geodinámico de gran importancia en el desgaste y modelado de la superficie terrestre, se desarrolla en las laderas y, mayormente, en terrenos inclinados qúe tienen limitada cobertura vegetal y en regiones donde las lluvias son estacionales e intensas.

Las llamadas cárcavas son zanjas o surcos que se forman en las laderas por acción de las aguas superficiales que al desplazarse hacia abajo tienen la capacidad de erosionar el material fino a lo largo de su recorrido. La evolución de las cárcavas se da tanto en profundidad como lateralmente, ganando así profundidad y extensión muy rápidamente. Las cárcavas constituyen la etapa embrionaria o inicio de las torrenteras o «quebradas secas».

f) Riadas o Avenidas

Son las crecidas violentas del caudal de los ríos permanentes. Se manifiestan con la subida de nivel, mayor velocidad y capacidad del agua para erosionar y transportar sedimentos por el río.

El incremento del caudal es originado por intensas precipitaciones de lluvias, una rápida fusión de nieve o algún fenómeno que altera la dinámica del río como ruptura de diques o desembalses violentos causados por terremotos

Estas avenidas llegan a superar la capacidad de conducción de los cauces, lo que da lugar a fenómenos de desbordes e inundaciones. Otras veces vencen la resistencia de los encauzamientos o de los propios taludes naturales.

g) Desbordes

Son fenómenos que se producen cuando la capacidad de conducción o almacenamiento, es inferior a la cantidad de agua que discurre o se almacena. Puede desarrollarse en cauces fluviales que presentan reducida altura de sus riberas, en las presas almacenadoras o derivadoras de agua así como en los canales que conducen agua para riego y centrales hidroeléctricas cuando recepcionan agua sin control que supera la capacidad de almacenamiento.

Los efectos de los desbordes son múltiples, entre los cuales podemos señalar a las inundaciones de los terrenos aledaños en zonas urbanas o terrenos de cultivo.

h) Inundaciones

Son los fenómenos que en el mundo causan mayor impacto en numerosas poblaciones. Se puede definir a la inundación como el emplazamiento paulatino o violento de las aguas en cantidades abundantes sobre una superficie determinada. Su origen se debe a varios factores, según las características del lugar. Entre los principales tenemos: las lluvias torrenciales y huracanes, ruptura de presas y desbordes de las presas almacenadoras, desborde en los cauces fluviales, ocurrencia de huaycos, maremotos, etc. Los efectos son diversos desde simples aniegos de calles hasta destrucción de poblados, y sus efectos son mayores cuando se trata de inundaciones producidas por los ciclones oceánicos o maremotos.

i) Erosión de Riberas

Es el desgaste y remoción de terrenos ribereños por la acción directa de las aguas a lo largo de las márgenes del cauce. Ocurre cuando los flujos de agua inciden directamente sobre los terrenos ribereños y vencen la resistencia de la fuerza de fijación de dichos materiales. Esta acción es mayor en los terrenos constituidos por depósitos aluviales (grava, arena, limo) incoherentes y muy vulnerables a la acción física del agua. Los efectos de esta acción se traducen en pérdidas definitivas de terrenos de cultivo como también de viviendas.

2. REMOCIÓN EN MASAS

a) Reptación

La reptación es la remoción de masas más lenta, por lo general no perceptible (salvo mediante sucesivas observaciones) y según el material en movimiento, ya sea suelo o detritos; su velocidad es mayor en la superficie y disminuye gradualmente con la profundidad.

Normalmente compromete a suelos residuales, terrenos de rocas blandas y de coluvios con abundante matriz arcillosa susceptible de experimentar deformaciones elástico - plásticas. Se trata de procesos que se desarrollan en nivel superficial, y que afectan volúmenes reducidos de materiales, por lo tanto, su identificación en el terreno no es fácil, solo se reconocen por leves inclinaciones en el tronco y raíces de los árboles mayores, deformaciones en los muros de contención o cercas y además desarrollo de ondulaciones en el suelo superficial.

Estas deformaciones pueden dar lugar a posteriores movimientos de tipo deslizamiento bajo la influencia de la gravedad y agua.

La reptación de suelos es ayudada por la dilatación-contracción del suelo, ya sea por congelación y fusión o por humectación y desecación

Fig. 14.7 Inundación del río Santa en la zona de Coishco, afectando tierras de cultivo (Foto L. Fidel).

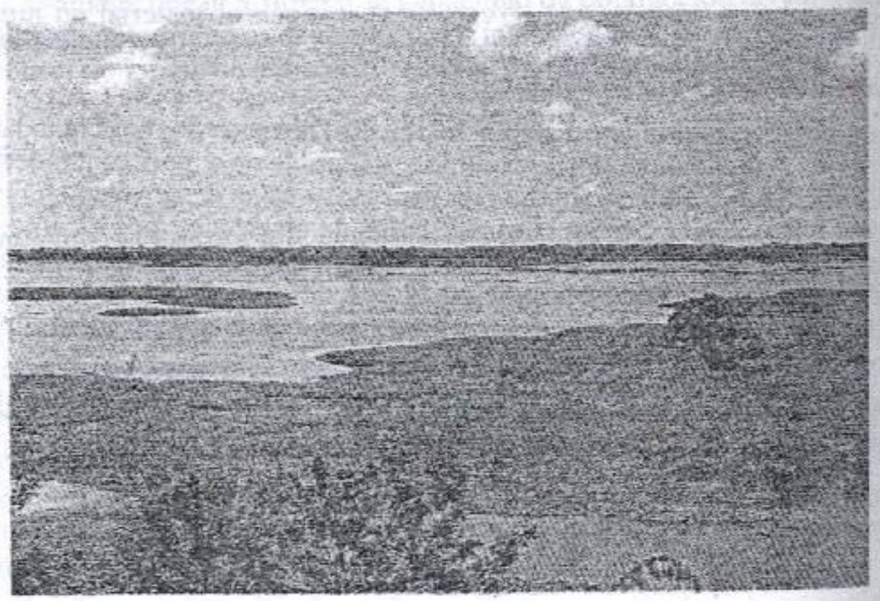


Fig. 14.8 Inundación en terrenos bajos en la selva de Iquitos (Foto L. Fidel).

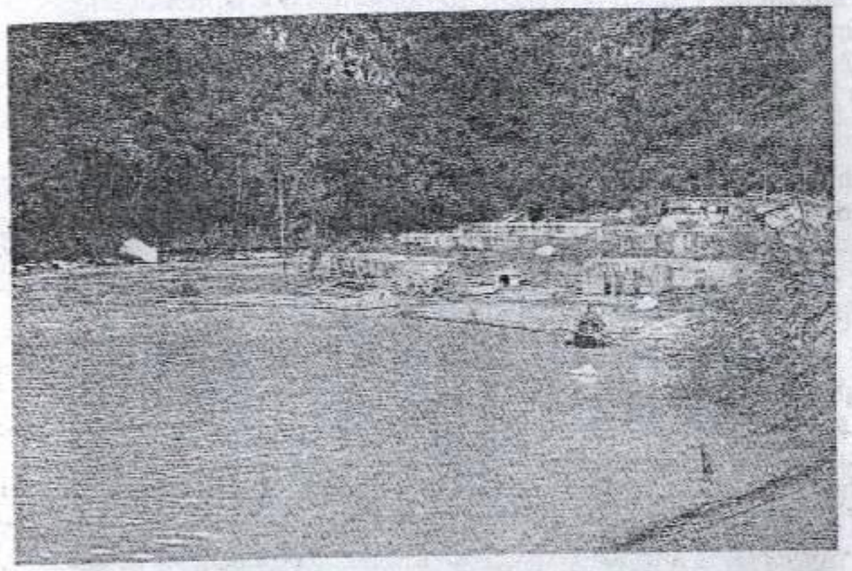


Fig. 14.9 Inundación provocada por el embalse del río Vilcanota ocasionada por el huaico. Afectó a los campamentos de la central hidroeléctrica de Machupicchu (Foto S. Dávila).

Fig. 14.10 Erosión de la ribera del río Sanagoran en La Libertad (Foto L. Fidel).

Fig. 14.11 Reptación de suelos en el Cerro Pinosh. Vista tomada desde la carretera Huari-San Luis (Foto L. Fidel).

b) Deslizamientos

Los deslizamientos son remoción de masas de rocas y suelos que se deslizan de acuerdo a superficies de rotura más o menos netas de forma recta o curvada. Al superar la resistencia al corte, genera el movimiento del material que se desplaza separada del conjunto con la misma velocidad en todas sus partes, conservando su estructura y su forma original.

Los deslizamientos, en sus diversas formas, ocurren a lo largo de todo el territorio, comprometiendo una variada gama de ambientes geográficos, climáticos, geológicos y estructurales. Los volúmenes incluidos en estas remociones varían desde algunas decenas hasta varios millones de m3 y adquieren magnitud catastrófica. Son las manifestaciones más impresionantes de los fenómenos de remoción.

Las causas que provocan los deslizamientos se relacionan, principalmente, tanto con las propiedades inherentes a las unidades rocosas (presencia de minerales secundarios susceptibles de expansión, alteración, baja resistencia, presencia de discontinuidades regulares: fracturas, fallas, foliación y estratificación), como con factores externos: efecto de la gravedad (a través de erosión y/o precipitaciones) y acciones humanas (excavaciones para caminos, túneles y canales).

En los países con gran sismicidad, como el Perú, las ocurrencias de estos fenómenos en la proximidad a los epicentros y la magnitud de los sismos determinan la severidad de las remociones, los relieves con morfología abrupta, zonas carentes de vegetación y suelos y zonas con material tectonizado constituyen ambientes propicios para el desarrollo de deslizamientos.

Los deslizamientos pueden dividirse en cinco categorías: 1) laminares traslacionales, 2) rotacionales, 3) multirotacionales, 4) de bloques rocosos y 5) de detritos.

1) Deslizamientos laminares traslacionales. Consisten en remoción de masas gravitacionales de suelos, con una gran cantidad de restos vegetales. Se deslizan como mantos o láminas sobre una superficie de rotura lisa, formada por rocas inalteradas, producto de abrasión glacial, en empinados flancos de valle. Este particular tipo de remociones de suelos no tienen un equivalente en las clasificaciones más conocidas, en unidades rocosas en cuanto a tipología y mecanismos de rotura, semejantes a deslizamientos del tipo «resbalamiento», o deslizamientos de bloques rocosos, «rock block slide».

Alcanzan especial importancia en terrenos de relieves muy irregulares, provistos de laderas con gran empinamiento. Las rocas presentan una delgada cobertura de suelo residual limo-arcilloso, el que permite el desarrollo de una densa vegetación; bajo intensa precipitación pluvial, la incorporación de agua crea presiones intersticiales de tipo gravitacional, adversa a la estabilidad. Provocada la ruptura, el conjunto suelos-vegetación se desliza violentamente cuesta abajo.

sarertnocnoside@hotmail.com

2) Deslizamientos rotacionales. Se refiere a deslizamientos en los que la rotura profunda o superficial ocurre a través de superficies curvas que pueden ser o no circulares, lo que depende de la uniformidad del material, se desarrollan, en suelos cohesivos uniformes o macizos rocosos muy fracturados, carentes de estructura. Genéticamente, éstos estarían vinculados a humedecimientos de materiales superficiales arcillosos con alta plasticidad, a partir del flanco de relieves provistos de fuerte inclinación.

3) Deslizamientos multirrotacionales. La rotación múltiple ocurre cuando se desarrollan varios deslizamientos que van englobándose sucesivamente de acuerdo a superficies de rotura curva; se desarrollan, principalmente en arcillas duras y fracturadas, junto a arcillas blandas muy sensitivas, conformando morfologías con pendientes cercanas al ángulo de equilibrio.

Generalmente, es posible detectar rasgos indicadores de remociones inminentes, lo cual permite adoptar medidas de control. Se manifiestan como deformaciones superficiales del terreno, acompañadas de abundante agrietamiento, que enmarca a zonas sometidas a riesgos.

4) Deslizamientos de bloques rocosos. Corresponde al término «rock slide» o «resbalamiento» y «corrimiento», que designan a remoción de masas rocosas que comprometen una o más unidades (bancos o estratos) de acuerdo con superficies planas (fallas, fracturas, estratificación). Se desarrollan en ambientes montañosos en los que se han desarrollado estructuras de plegamientos. Como factores desencadenantes contribuyen: a) acciones climáticas (fuertes precipitaciones, congelamiento-deshielo), b) procesos erosivos glaciales y/o fluviales que pueden provocar una eliminación considerable del confinamiento natural, c) movimientos sísmicos, que actúan independientemente o en combinaciones con las dos anteriores.

El mayor riesgo de remoción se asocia a estratos cuya inclinación iguala o supera al ángulo de fricción interna del material, con reducción en la cohesión, en presencia de fracturas.

5) Deslizamientos de detritos. Corresponde al término «debris slide» o «corrimiento de detritos», que se refieren a una remoción lenta, en la cual el material movilizado experimenta una importante deformación y consiste en numerosas unidades semi independientes estructuralmente controladas por superficies de debilidad (fallas, fracturas, o planos de estratificación).

Este tipo de deslizamiento ocurre normalmente en respuesta a modificaciones significativas en las propiedades de los materiales (suelos o rocas) al entrar en contacto directo con el agua los respectivos depósitos. Ello provoca la saturación e incremento de las cargas gravitacionales, junto a otros cambios internos y externos que actúan para modificar las condiciones de estabilidad preexistentes.

sarertnocnoside@hotmail.com

c) Desprendimientos

Se define como desprendimiento la caída de bloques de rocas y/o suelos semiconsolidados a partir de una ladera con fuerte pendiente, o acantilado rocoso, de acuerdo con una caída libre, al menos en parte de su trayectoria. Normalmente, las superficies de rotura corresponden a planos de estratificación, cuya inclinación es superior a su ángulo de fricción interna, con proyección libre a la cara del talud.

Genéticamente, la gran mayoría de los desprendimientos se vinculan a la pérdida de resistencia en los planos de discontinuidades, asociada tanto a la presencia de agua (con desarrollo de presiones intersticiales actuando sobre tales estructuras), como a congelamientos al incrementar su abertura. Estos desprendimientos se concentran principalmente en zonas montañosas como en los litorales. En ambas prevalecen las condiciones morfológicas, geológicas, tectónicas y climáticas muy propicias para provocar este tipo de remociones, tal como sucede en los acantilados de la Costa Verde en Lima y en los cortes de carreteras en los poblados andinos.

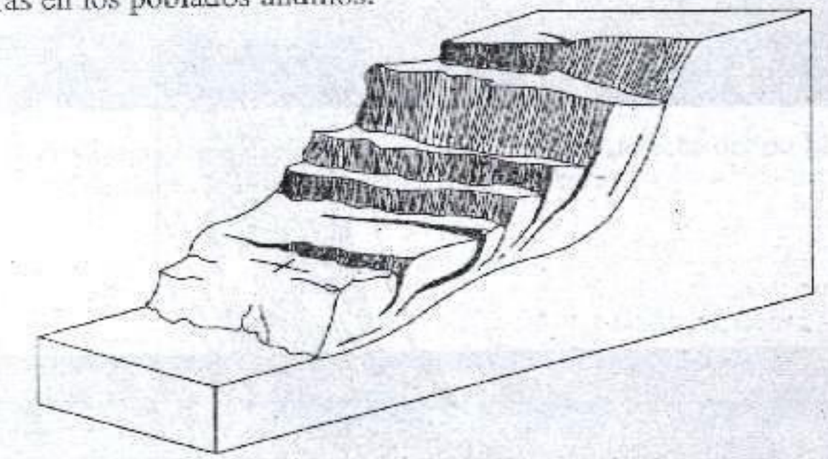


Fig. 14.12 Deslizamiento multirrotacional

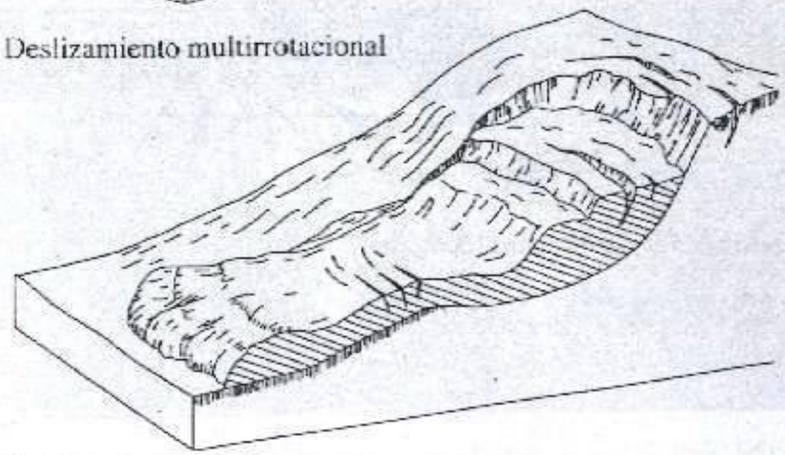


Fig. 14.13 Deslizamiento rotacional

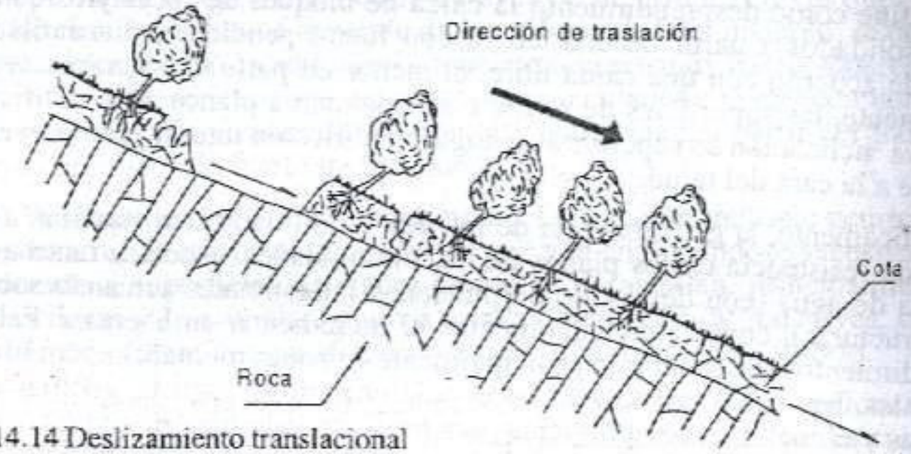


Fig. 14.14 Deslizamiento translacional

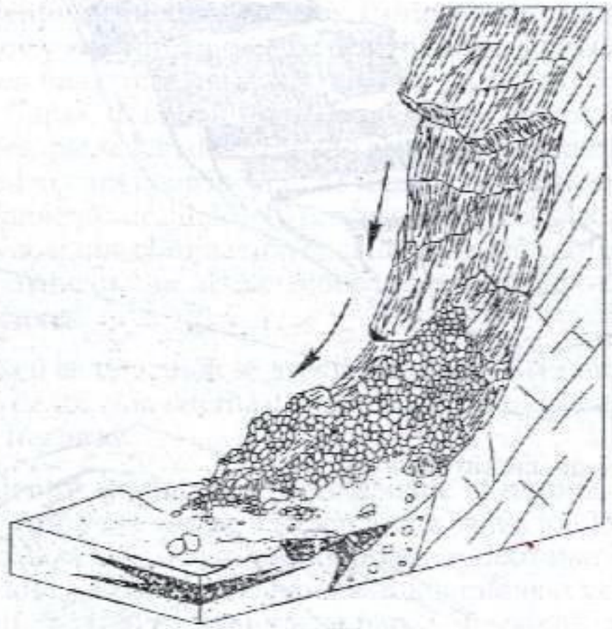


Fig. 14.15 Deslizamiento de bloques rocosos

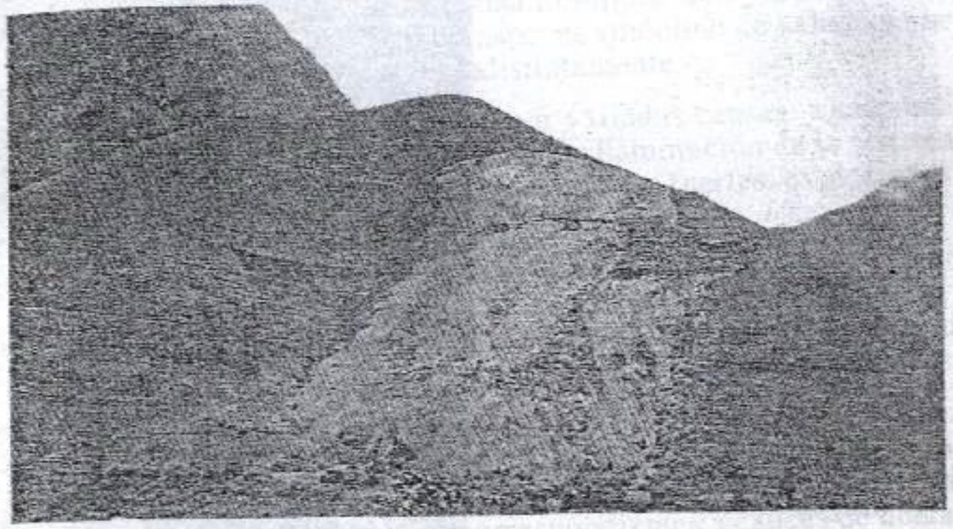


Fig. 14.16 Deslizamiento entre Paccha y Chain, margen derecha del río Llaucano al NE de Bambamarca, Cajamarca (Foto J. Chira)

Fig. 14.17 Deslizamiento de Uchuhuarcaray en Andahuaylas (Foto S. Dávila)

sarertnocnoside@hotmail.com

Fig. 14.18 Deslizamiento de Chininca, margen derecha del río Colca en Arequipa, afecta la andenería y la carretera Lari-Madrigal.

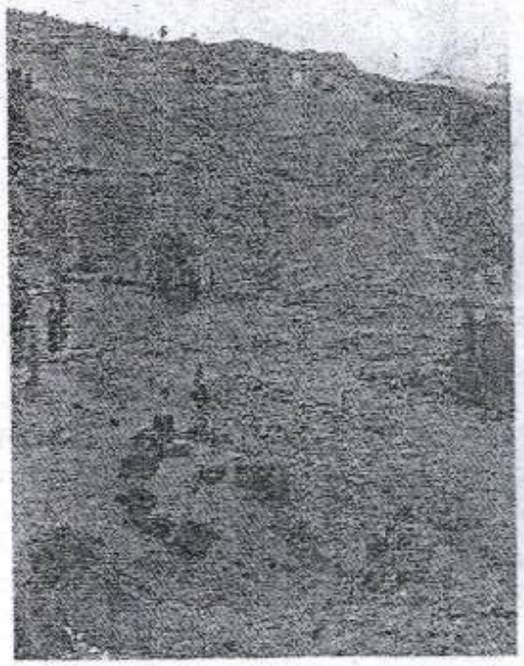


Fig. 14.19 Deslizamiento de Pariaucro (Huari, Ancash), afecta terrenos de cultivo y el canal de irrigación.

d) Avalanchas (Aludes)

El término «avalancha» se reserva aquí para caracterizar una gran masa de hielo o nieve que suele estar acompañada de otros materiales (suelos y/o fragmentos rocosos) que se moviliza abruptamente y con gran energía desde las laderas de relieves montañosos; es sinónimo de «alud» y por tanto, ambos términos son utilizados indistintamente.

Las avalanchas pueden originarse por variadas causas: a) espontáneas (aumento progresivo de las tensiones, lenta disminución de la resistencia), y b) accidentales (caída de rocas, árboles, ruidos fuertes, explosiones artificiales).

La cantidad de nieve, el viento y la temperatura son factores condicionantes de riesgo. Las nevadas de gran intensidad reducen la estabilidad de la nieve caída, la orientación de las laderas respecto de la dirección del viento y la insolación constituyen, adicionalmente, factores muy importantes.

Las avalanchas o aludes pueden producirse: a) a partir de laderas o flancos empinados de valles andinos en ausencia de confinamiento, y b) encauzados o confinados en corredores correspondientes a cauces de quebradas.

e) Aluviones

En USA y Canadá se usa el término «outburst», mientras que en Francia «debacle». En nuestro país, este tipo de remociones se incluyen en el término «aluvión». Se designa flujo aluvional al producido por el abrupto colapso de un lago glacial. Aun cuando este tipo de remoción en masa se manifiesta como un flujo, se ha optado por clasificarlo separadamente, considerando que poseen características muy distintivas en relación con los ambientes geográficos en donde ocurren (zonas periglaciares) y los mecanismos que los desencadenan (colapso de las morrenas de lagunas glaciares).

La gran mayoría de estas remociones denotan, adicionalmente, gran dinámica neoglacial. La rotura de las barreras morrénicas, en conexión con fenómenos naturales (intensas precipitaciones, movimientos sísmicos, severos derretimientos de nieve y/o hielo, avalanchas y otros), desencadenan flujos que pueden adquirir magnitudes catastróficas cuando se asocian a grandes volúmenes y considerable energía de transporte. La posibilidad de ocurrencia del colapso y la magnitud de la descarga dependen de variados factores: a) volumen y tipo de material que conforma la morrena, b) superficie de la hoya hidrográfica, c) geometría de la ruta de descarga, d) régimen hidrológico de la hoya, y e) dinámica glacial.

f) Subsidencia y Hundimiento

La subsidencia es un descenso lento y paulatino del suelo. El hundimiento o colapso es un movimiento brusco en la vertical, más o menos puntual, de una porción del terreno, los cuales corresponden a procesos de ocurrencia común en ambientes geológicos cársticos (con rocas carbonatadas), en conexión con mecanismos de disolución por activa circulación de agua subterránea.

Hay que señalar que procesos de subsidencia y hundimiento ocurren, también, como resultado de la actividad del hombre en laboreos mineros. La creación de voluminosas cavernas, producto de la extracción de minerales, crea condiciones propicias al respecto.

El origen de ambos procesos de subsidencia y hundimiento corresponden al colapso estructural de la bóveda de una cavidad subterránea. La morfología resultante de las actividades mineras, en el caso de la subsidencia, crea verdaderas «chimeneas». Las técnicas de explotación en minas subterráneas del tipo «block caving» o de hundimientos por bloques crean enormes bóvedas en el cuerpo mineralizado, las que luego colapsan por fallas y modifican su morfología hasta alcanzar la superficie. El resultado final corresponde al desarrollo de enormes cavidades tipo chimenea, conocidas como «cráteres de hundimientos».

Fig. 14.20 Derrumbe de rocas volcánicas (tobas) en la carretera a Cabanaconde, margen izquierda del río Colca, Arequipa.

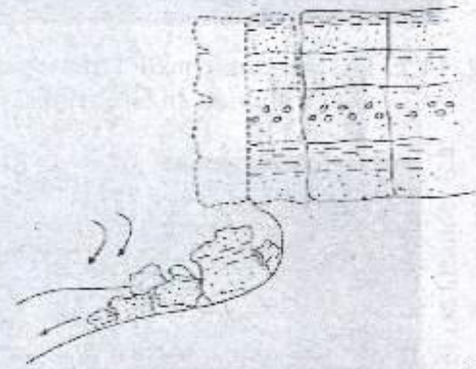


Fig. 14.21 Gráfico de un desprendimiento en zona litoral de depósitos sedimentarios

Fig. 14.22 Huaico (flujo de barro negro compuesto de material carbonoso) en la carretera a Pallasca, Ancash.

Fig. 14.23 Desprendimiento del frente glaciar del nevado de Salcantay, que provocó el alud y aluvión en Urubamba, Cusco (Foto S. Dávila).

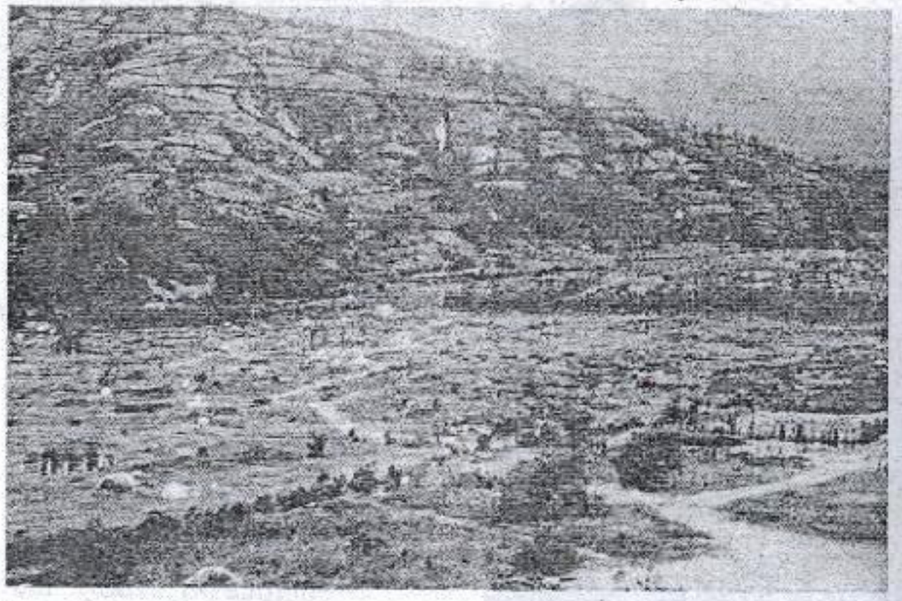


Fig. 14.24 Aluvión de Yungay en 1970.

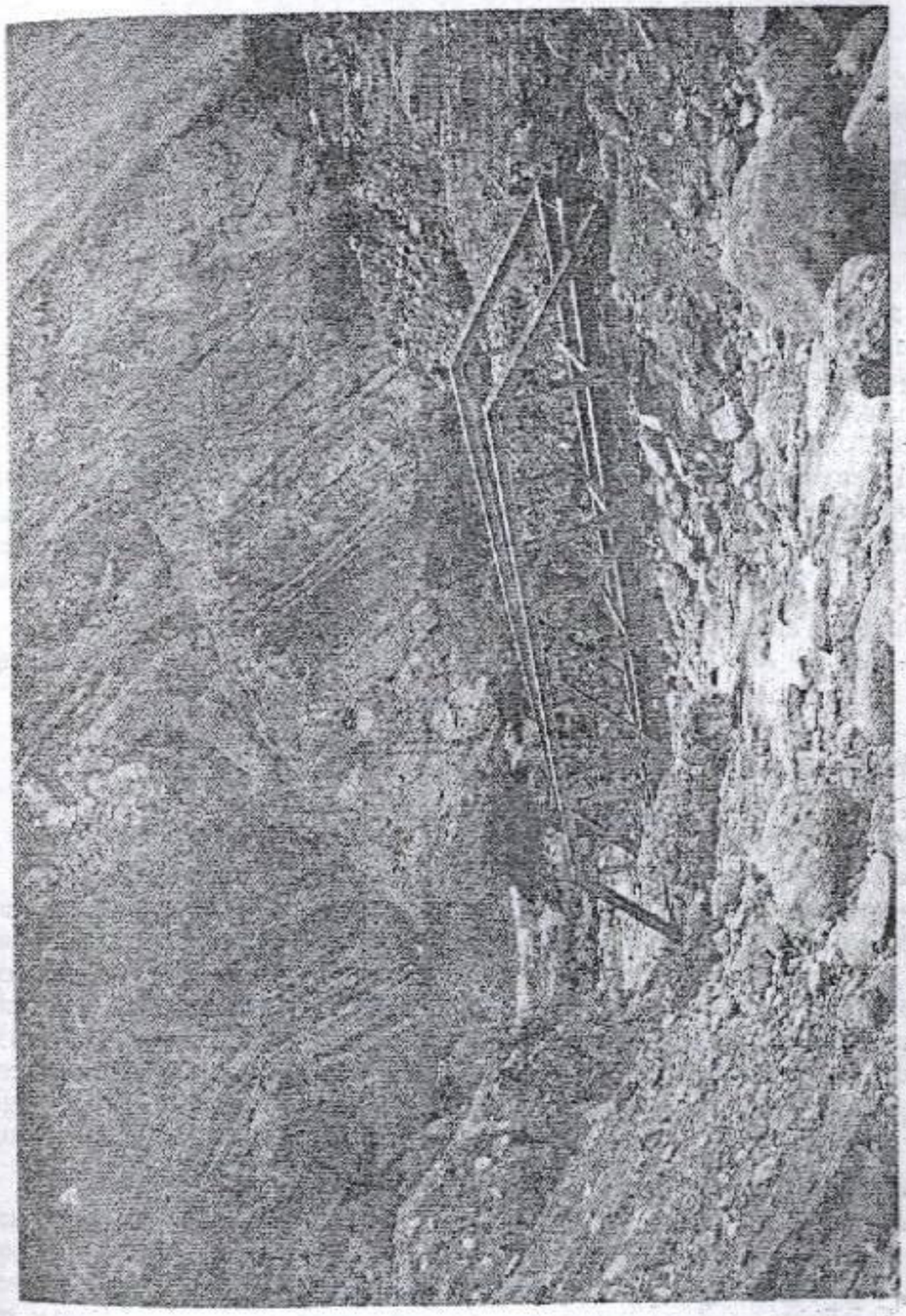


Fig. 14.25 Puente caído por acción de la erosión de riberas que afectaron los estribos, sobre el río Grande, Ica.

Capítulo XV

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La Geología Estructural es la parte de la ciencia geológica que se encarga de estudiar la arquitectura de la Tierra y las particularidades de la estructura y desarrollo de la corteza terrestre relacionada con los procesos mecánicos, movimientos y deformaciones que en ella tienen lugar. Ante todo estudia el aspecto exterior o morfología de las formas estructurales. Su principal objetivo consiste en estudiar los mecanismos de la formación de las estructuras y los fenómenos que actuaron a través del tiempo sobre las rocas y cuales son las causas que originaron las formas que presentan actualmente. La Geología estructural es sinónimo de tectónica o de geología tectónica.

Los movimientos que afectan a la corteza provienen de las siguientes fuerzas:

a) Los movimientos tectónicos;
b) Los movimientos ascensionales del magma;
c) La presión litostática ejercida sobre los fondos marinos, debido a la acumulación de enormes masas de sedimentos, y
d) La acción de las corrientes de convección del manto terrestre.

Estos movimientos causan en las rocas plegamientos, fallamientos, fracturas, hundimientos, levantamientos, desplazamientos, compresiones, etc, que dan lugar a una serie de estructuras geológicas. Todas estas deformaciones son posibles en la mayoría de las rocas y en particular las sedimentarias, que son plásticas. Los movimientos que afectan a las rocas de la corteza pueden ser bruscos o lentos. Como ejemplo de los primeros se pueden considerar los terremotos y de los segundos los movimientos epirogénicos («epeiros» en griego significa «continente», «génesis», «formación»), y los movimientos orogénicos (*oro*, «montaña», «*génesis*», «origen»).

Las estructuras geológicas producidas por estos movimientos, además de servir para la interpretación del pasado geológico, son también importantes desde un punto de vista económico. Por ejemplo, algunas estructuras son reservorios de hidrocarburos y gas natural, otras albergan depósitos de metales, y también son importantes de tener en cuenta cuando se proyectan obras de infraestructura civil, porque ellos implican a su vez peligros geológicos.

ESFUERZOS DE DEFORMACION

La *deformación* se refiere a los cambios de volumen o de forma que experimentan las rocas de acuerdo a sus propiedades físicas o mecánicas al ser sometidos a diversos *esfuerzos*.

El esfuerzo es la cantidad de fuerza que actúa sobre una unidad de roca para cambiar su forma o volumen, o ambas cosas. Entre las fuerzas que deforman las rocas están:

a) ***La presión de confinamiento*** o llamada también *presión litostática*, causada por la carga de las rocas situadas por encima y que actúa uniformemente en todas las direcciones, tal como lo hace también la presión atmosférica y
b) Los ***esfuerzos diferenciales*** que también afectan el comportamiento de las rocas produciendo deformaciones.

Se reconocen tres tipos de esfuerzos de deformación: compresión, tensión y cizalla.

a) ***La compresión*** resulta cuando las rocas son empujadas o comprimidas por fuerzas externas dirigidas una hacia la otra que da lugar al acortamiento de las rocas en la dirección del esfuerzo produciendo pliegues o fallas inversas.
b) ***La tensión*** es producto de las fuerzas que actúan en direcciones opuestas a lo largo de la misma línea y tiende al alargamiento o separación de la unidad rocosa.
c) ***La cizalla*** resulta de la actuación de los esfuerzos en forma paralela pero en sentido contrario, produciendo un deslizamiento o desplazamiento de las capas siguiendo los planos de separación de éstas.

De acuerdo a las propiedades físicas de las rocas sobretodo su condición plástica o elástica da lugar a un determinado tipo de deformación.

a) Una ***deformación plástica*** es aquella cuando al cesar el esfuerzo que deforma a la roca, ésta no recobra su forma original, es decir provoca cambios permanentes que se manifiestan en pliegues, si se comportan como material quebradizo se fracturan o fallan; y
b) Una ***deformación elástica*** cuando cesa el esfuerzo que la deforma, ésta recupera su forma original, es decir produce deformación reversible, dado que la mayoría de las rocas muestran solo un limitado comportamiento elástico.

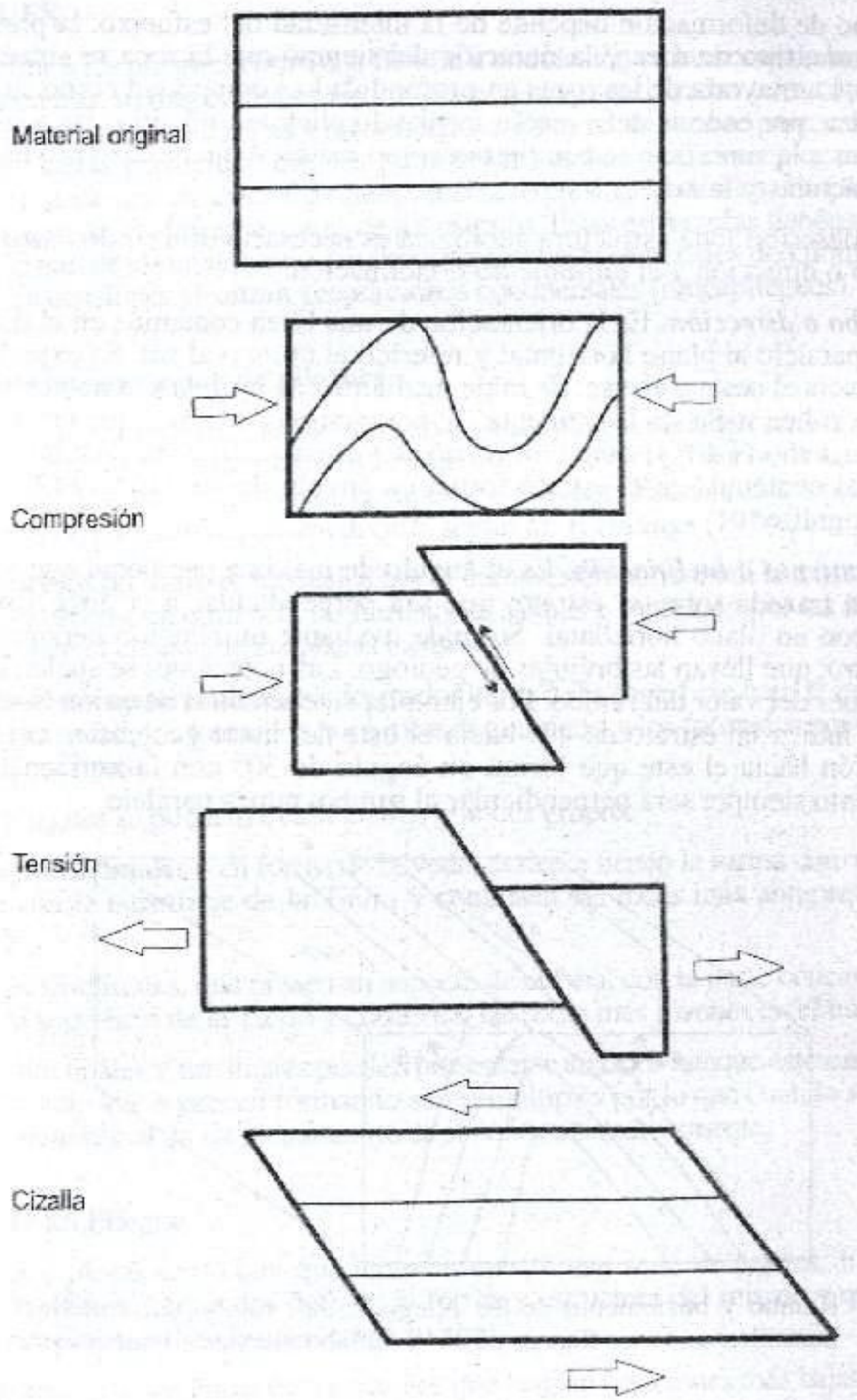


Fig. 15.1 Tipos de esfuerzos de deformación y sus efectos.

ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS

El tipo de deformación depende de la intensidad del esfuerzo, la presión, temperatura, tipo de roca y la duración del tiempo que la roca se somete al esfuerzo. La mayoría de las rocas en profundidad se comportan como sustancia plástica, por ende se deformarán formando pliegues, mientras las rocas en o cercanas a la superficie se comportan como material quebradizo produciendo las fracturas y fallas.

Para describir toda estructura geológica es necesario utilizar dos medidas: el *rumbo* o dirección y el *buzamiento* o inclinación.

Rumbo o dirección. Es la orientación de una línea contenida en el mismo pliegue paralelo al plano horizontal y referido al norte o al sur. Se expresa en grados hacia el oeste o el este. Se mide mediante una brújula y la notación con la que se indica suele ser la siguiente: si, por ejemplo, decimos que un pliegue tiene un rumbo N 40° E quiere decir que su orientación es tal que una línea horizontal contenida en el estrato forma un ángulo de 40° hacia el este del norte geográfico.

Buzamiento o inclinación. Es el ángulo de máxima pendiente que forma una línea trazada sobre el estrato, que sea perpendicular a la dirección del mismo con un plano horizontal. Se mide mediante un péndulo denominado *clinómetro*, que llevan las brújulas de geólogo. Las notaciones se suelen colocar después del valor del rumbo. Por ejemplo, si tenemos la notación N 40° E, 30° SE, indica un estrato de 40° hacia el este del norte geográfico con una inclinación hacia el este que forma un ángulo de 30° con la horizontal. El buzamiento siempre será perpendicular al rumbo, nunca paralelo.

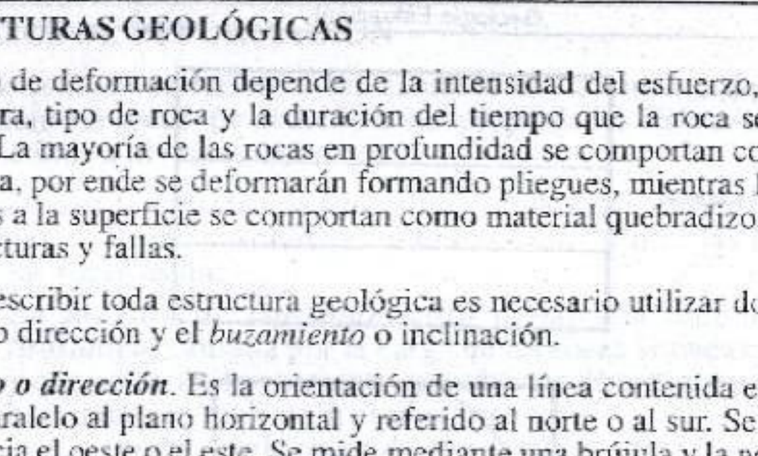


Fig. 15.2 Rumbo y buzamiento de los pliegues: aa', rumbo del anticlinal y los buzamientos de sus flancos de 45° y 65° al oeste y este respectivamente

PLIEGUES

Se define a los pliegues como una flexión u ondulación en las rocas de la corteza, que alcanzan su mayor desarrollo en formaciones estratificadas tales como las rocas sedimentarias, volcánicas y metamórficas. Estas rocas aunque parezcan rígidas tienen cierta plasticidad que les permite en muchas ocasiones plegarse sin romperse cuando actúan sobre ellas ciertas fuerzas o presiones laterales compresivas que son causa de las deformaciones de los estratos. Estas estructuras tienen extensiones que van desde centímetros (micropliegues) hasta centenares de kilómetros, es decir, en ocasiones alcanzan proporciones continentales (megapliegues).

Causas de la Formación de pliegues

Las causas por las cuales se forman uno o varios pliegues pueden ser el producto de las fuerzas que actúan en la corteza terrestre, o bien el producto de la acción de la gravedad en zonas cercanas a la superficie terrestre. Estas causas o procesos formadores de pliegues se pueden dividir, según M. P. Billings (1974), en:

a) **Procesos tectónicos**, formados por la compresión horizontal, la tensión horizontal, el ascenso magmático, las intrusiones salinas y sobretodo por las fuerzas que actúan en el choque de las placas tectónicas.

b) **Procesos no tectónicos**, los formados cerca de la superficie bajo la influencia de la gravedad; los formados por procesos químicos; y los formados por efecto de las glaciaciones.

Los pliegues se pueden dividir en dos grandes grupos:

a) **Los anticlinales** o en forma de bóveda, es decir, tienen la forma convexa en relación con la superficie de la Tierra y contienen las rocas más antiguas en el núcleo; y

b) **Los sinclinales**, que presentan aspecto de cubeta, con la parte cóncava respecto a la superficie de la Tierra y contienen las rocas más jóvenes en el núcleo.

Los anticlinales y sinclinales pueden presentarse aislados aunque esto casi nunca ocurre, sino que aparecen formando series múltiples por lo que cuando se hace un corte transversal de un plegamiento se suceden alternativamente.

Partes de un Pliegue

En todo plegamiento hay que tener en cuenta una serie de puntos, líneas y planos de referencia que nos definen la forma y estructura del mismo y que nos sirven para clasificarlos. Estos elementos son:

Charnela. Son las líneas de los estratos que ocupan posiciones más bajas en los sinclinales y más altas en los anticlinales; es el punto de máxima curvatura en el perfil de un pliegue y son las zonas donde los estratos cambian de buzamiento.

Flancos. Son los planos que unen las charnelas anticlinales con los sinclinales; pueden ser más o menos inclinados. Un flanco se extiende desde el plano axial de un pliegue hasta el plano axial del próximo, es decir, cada flanco es compartido por dos pliegues adyacentes.

Plano axial. Es el plano que une las charnelas de todas las capas que forman el pliegue, o plano de simetría de un anticlinal. Este plano puede ser vertical, o bien inclinado. Según la posición de este plano, los pliegues son rectos (plano axial vertical), inclinados (plano axial oblicuo) o tumbados (plano axial horizontal). Cuando los estratos del pliegue están inclinados igualmente a los dos lados del plano axial se dice que el pliegue es simétrico. Si la inclinación, por el contrario, es más pronunciada en uno de los lados se denomina asimétrico; este último caso es más frecuente.

Eje del pliegue. Es la línea que une los puntos donde el pliegue es más agudo; también se define como la intersección del plano axial con cualquier estrato o capa.

Cresta de un pliegue. Es una línea que está a lo largo de la parte más alta de un pliegue. No necesariamente la cresta de un pliegue debe coincidir con el eje del pliegue. El nombre de «plano crestal» denominará a la superficie formada por todas las crestas.

Seno de un pliegue. Con este nombre se designa a la línea que une a las partes bajas de un pliegue, y la superficie que conecta a estas líneas se llama «plano del seno».

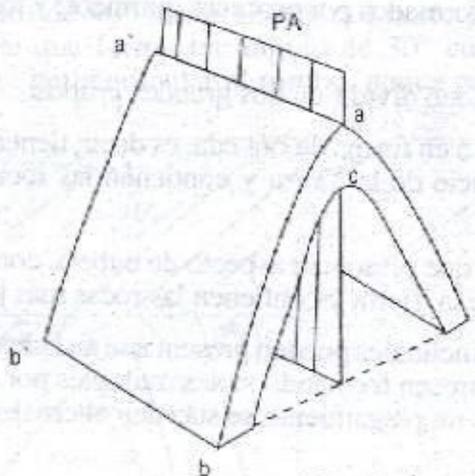


Fig. 15.3 Elementos de un pliegue: P, plano axial, aa´, charnela; c, cresta, aa´, eje del pliegue, ab, flancos.

Muchas veces los pliegues no se presentan completos por haber sido erosionados, sobre todo la parte alta de los anticlinales, pero se puede reconstruir gráficamente si se conocen ciertos datos como son la dirección, buzamiento o inclinación de los estratos. El conocer la dirección (rumbo) y buzamiento es indispensable para indicar la disposición del mismo.

Fig.15.4 Pliegue anticlinal de Mitush, camino a Piscobamba, Callejón de conchudos, Áncash.

Fig.15.5 Anticlinal y sinclinal, carretera central, camino a Jauja, Junín.

Principales Tipos de Pliegues

Los pliegues se clasifican atendiendo a tres condiciones: 1) a su forma, 2) a la inclinación del plano axial. 3) al hundimiento de su eje, y 4) a su configuración.

1.- Atendiendo a su forma

Anticlinal. Es un pliegue convexo hacia arriba, en el cual los flancos se inclinan en direcciones opuestas a partir del eje. En un anticlinal las rocas más antiguas se encuentran localizadas en su núcleo.

Sinclinal. Es un pliegue cóncavo hacia arriba, en la cual los flancos buzan hacia el fondo de la depresión, es decir, se inclinan en sentido convergente. En un sinclinal las rocas más jóvenes se encuentran localizadas en su núcleo.

Monoclinal. Con este término se denomina a un paquete de estratos que se inclinan en una sola dirección y con ángulo uniforme. En ocasiones estos pliegues se pueden extender a lo largo de varios cientos de kilómetros. Suele degenerar en fallas por estiramiento al sobrepasar el límite de plasticidad.

Isoclinal.. Con este nombre de denomina a una serie de pliegues sucesivos que presentan sus flancos paralelos, e igualmente inclinados, con el mismo ángulo y en la misma dirección.

En cofre. Pliegues «en caja», con flancos próximos a la vertical y la charnela próxima a la horizontal. Tanto éstos como los domos se suelen formar por la inyección en profundidad de materiales plásticos, o por fuerzas compresionales Ej.: Anticlinal «en cofre» del Morro Solar, Lima.

Abanico. Pliegue en el cual ambos flancos están volcados. En un pliegue anticlinal en abanico los pliegues y flancos se inclinan el uno hacia el otro; sin embargo, en un pliegue sinclinal en abanico los flancos se inclinan alejándose.

Chevron o Cabrío. Con este nombre se conocen a los pliegues cuyos flancos son aproximadamente planos y las charnelas del pliegue son angulares.

2.-Atendiendo a la inclinación del plano axial.

Simétrico. Pliegues cuyos flancos presentan buzamientos semejantes y el plano axial es vertical y divide el ángulo interflanco formado por la extensión de los dos flancos en partes iguales. Se suele denominar a este tipo como pliegue normal.

Asimétrico. Pliegues que presentan su plano axial inclinado y los buzamientos de los flancos son diferentes y el plano axial no divide el ángulo interflanco. Se suele utilizar, indistintamente el término «inclinados», para designar a los pliegues con ligera asimetría o inclinación.

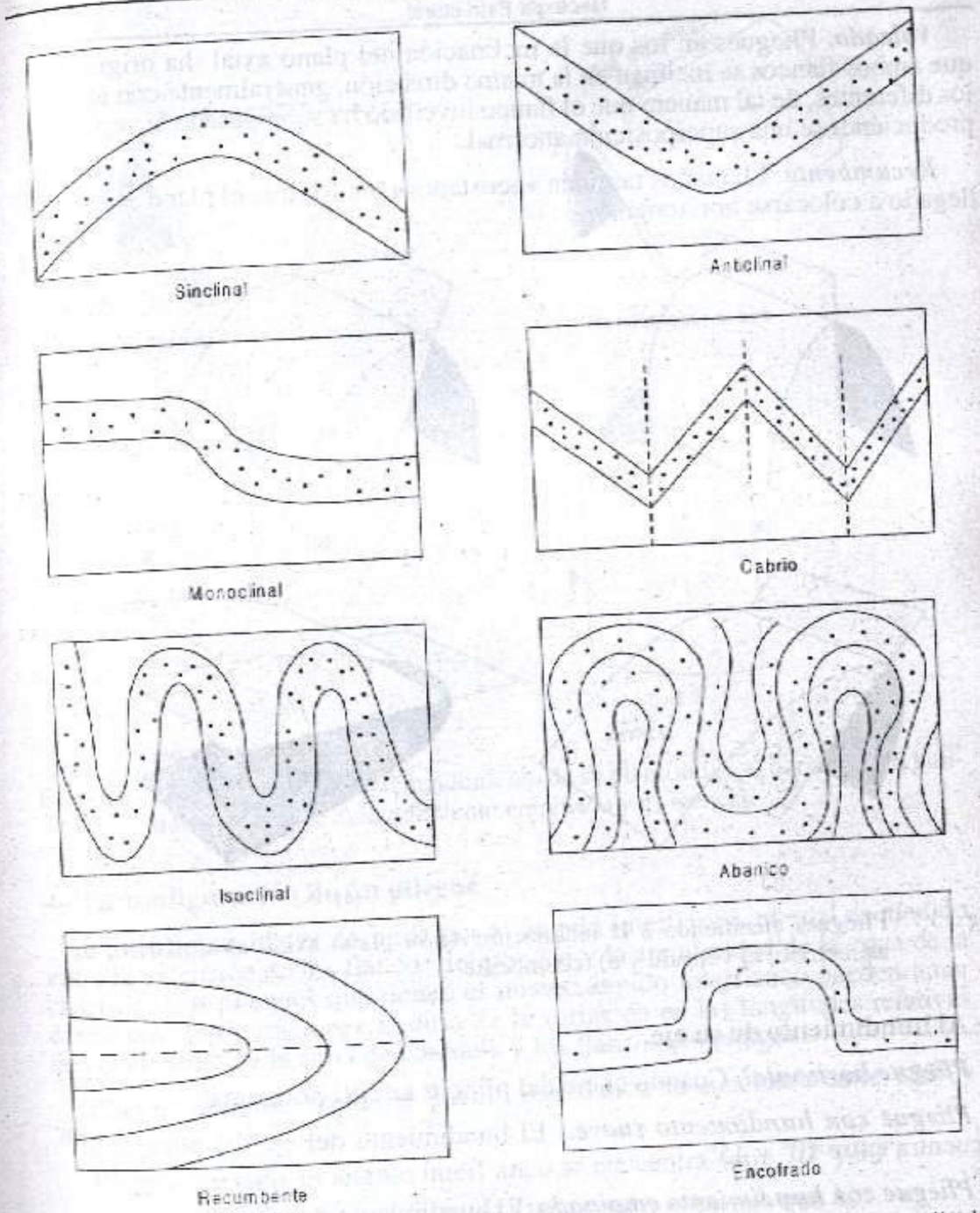


Fig.15.6 Tipos de pliegues: anticlinal, sinclinal, monoclinal, chevrón o cabrío, isoclinal, abanico, recumbente y en cofre.

Volcado. Pliegues en los que la inclinación del plano axial ha originado que ambos flancos se inclinen en la misma dirección, generalmente con ángulos diferentes, de tal manera que el flanco invertido ha sobrepasado la vertical, produciéndose una superposición anormal.

Recumbente. Llamados también «acostados», en los que el plano axial ha llegado a colocarse horizontal

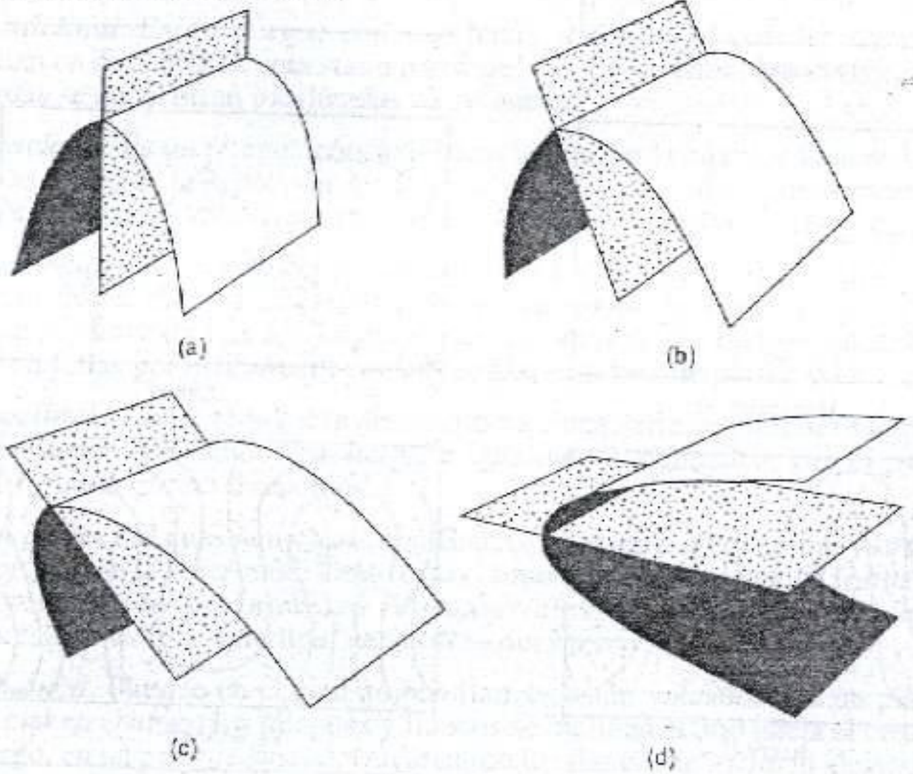


Fig.15.7 Pliegues atendiendo a la inclinación de su plano axial: a) simétrico, b) asimétrico; c) volcado y d) recumbente

3.- Al hundimiento de su eje.

Pliegue horizontal. Cuando el eje del pliegue es casi horizontal.

Pliegue con hundimiento suave.- El hundimiento del eje del pliegue se encuentra entre 10° y 45°.

Pliegue con hundimiento empinado. El hundimiento del eje del pliegue se encuentra entre 45° y 80°.

Pliegue vertical. Cuando el eje del pliegue es casi vertical o vertical.

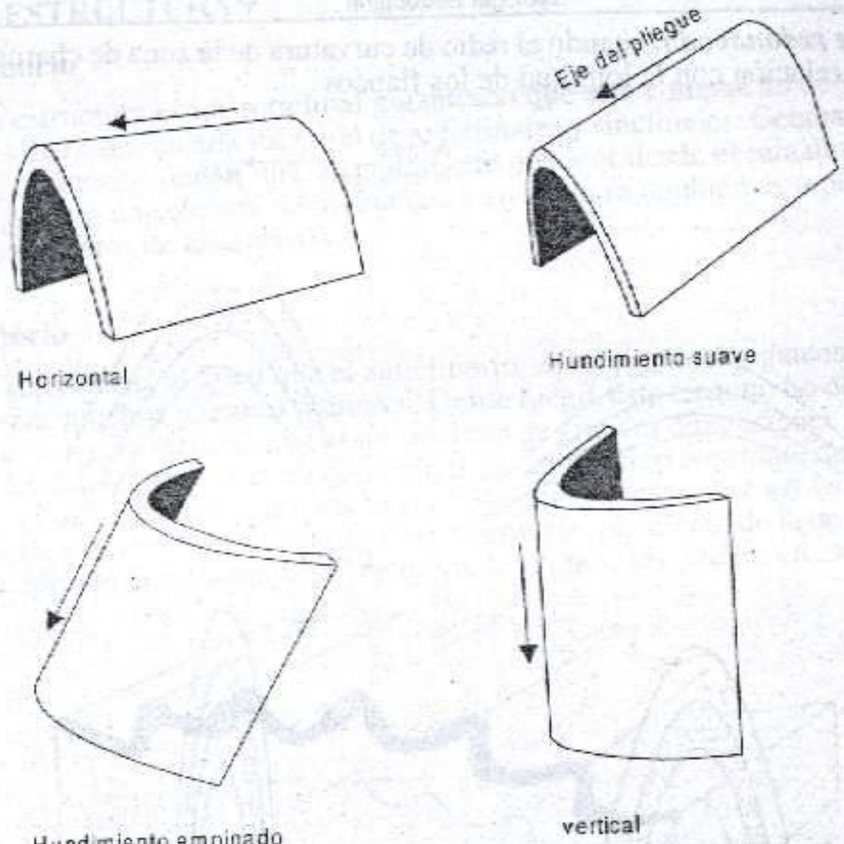


Fig. 15.8 Pliegues atendiendo al hundimiento de su plano axial: a) horizontal; b) hundimiento suave; c) hundimiento empinado y d) vertical.

4.- La configuración de un pliegue

La configuración es definida por el ángulo interflanco, el cual es medido entre la extensión de los flancos del pliegue y la angularidad de la zona de la charnela. Los pliegues que tienen el mismo ángulo interflanco pueden tener diferentes configuraciones a causa de la variación en las longitudes relativas de la curvatura de la zona de charnela y los flancos del pliegue.

Pliegue abierto, cuando el ángulo interflanco se encuentra entre 180° y 70°.

Pliegue cerrado, el ángulo interflanco se encuentra entre 70° y 30°.

Pliegue estrecho, cuando el ángulo interflanco es menos que 30°.

Pliegue angular, cuando el radio de curvatura de la zona de charnela es pequeño en relación con la longitud de los flancos.

Pliegue redondeado, cuando el radio de curvatura de la zona de charnela es grande en relación con la longitud de los flancos

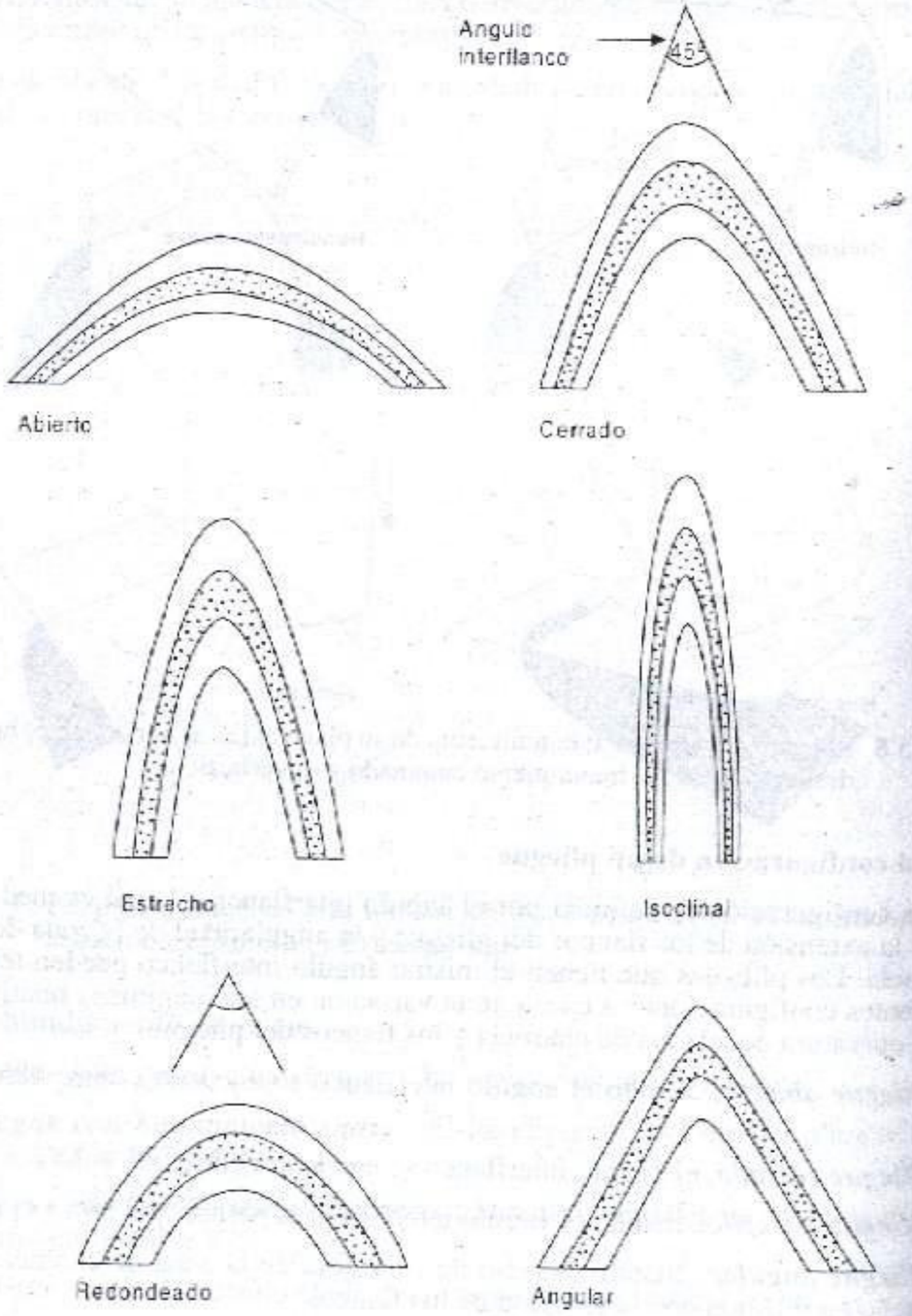


Fig.15.9 Tipo de pliegues atendiendo a su ángulo interflanco.

MEGAESTRUCTURAS

Anticlinorio

Esta estructura es un anticlinal gigantesco que está compuesto de muchos pliegues menores, en una sucesión de anticlinales y sinclinales. Generalmente, estos anticlinorios tienen una magnitud que puede ir desde el tamaño de una montaña hasta una cadena de montañas, y su anchura también es o puede ser de varios cientos de kilómetros.

Sinclinorio

Un sinclinorio, al igual que el anticlinorio, es un sinclinal gigantesco compuesto por muchos pliegues menores. Desde luego, este término no debe confundirse con geosinclinal, que es un sinclinal de grandes dimensiones formado en los fondos oceánicos, que se forman por acumulación constante de grandes espesores de materiales que ejercen presiones litostáticas sobre los sedimentos inferiores, sobre todo en el centro. Posteriormente, por efecto de la orogénesis, se transforman en geoanticlinal; ejemplo: los Alpes, los Andes, etc.

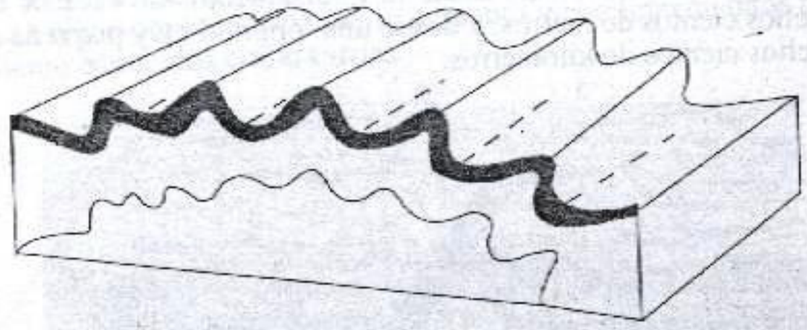


Fig. 15.10 Anticlinorio

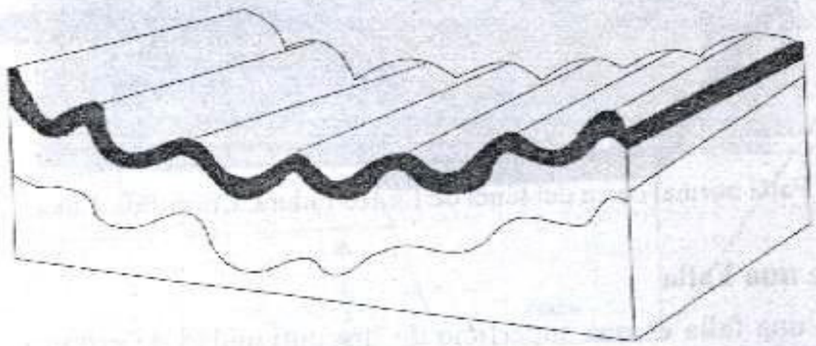


Fig. 15.11 Sinclinorio.

FALLAS

Las fracturas de las rocas de la corteza se produce como consecuencia de los esfuerzos que pueden ser tensionales, compresionales y de aplastamiento, sobrepasando los límites de resistencia o límite de elasticidad, y la roca deja de comportarse como una sustancia plástica. Este límite es variable para las distintas rocas, por lo que es frecuente que estas fracturas se presenten o afecten a unas rocas y desaparezca en otras.

Diaclasas. Son estructuras que se presentan a modo de aberturas o grietas en las rocas; pero sin producir desplazamientos entre los bloques rocosos. Estas estructuras pueden alcanzar desde centímetros hasta cientos de metros o kilómetros. Se pueden presentar aisladas, o bien conformando un conjunto de fracturas con una alineación predominante en un paquete de rocas o formando varios sistemas.

Fallas. Es una estructura en la cual se ha realizado una fractura o ruptura y un desplazamiento relativo entre los dos bloques separados por la fractura. Sus dimensiones son muy diversas, desde desplazamientos de escasos centímetros, a muchos cientos de metros, y desde una longitud muy pequeña a fracturas de muchos cientos de kilómetros.

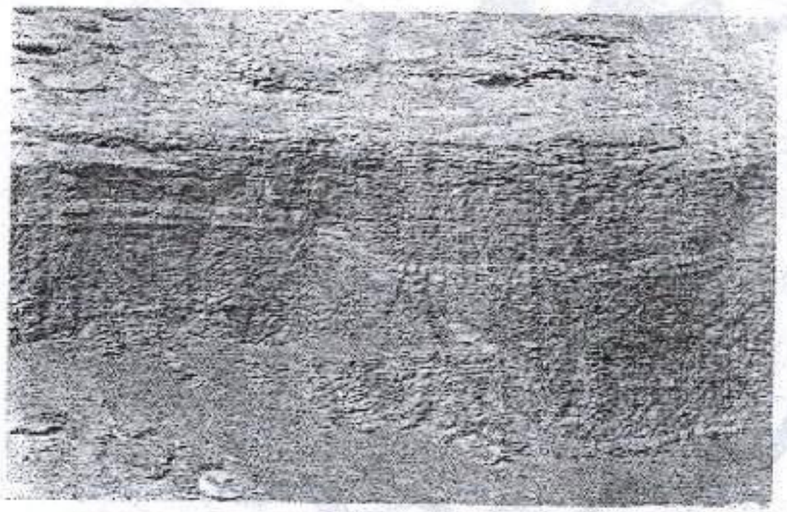


Fig.15.12 Falla normal cerca del túnel de La Herradura, Chorrillos, Lima.

Partes de una Falla

Como una falla es una superficie de discontinuidad de estratos, generalmente plana, a lo largo de la cual se ha producido el desplazamiento relativo de una de las partes con respecto a la otra, se distinguen los siguientes elementos o componentes:

Plano de falla. Es la superficie donde se ha producido la rotura y ha tenido lugar el deslizamiento de una de las partes. Puede tener cualquier dirección y para poder situarlo en el espacio es necesario indicar su rumbo o dirección, y su buzamiento. Este plano casi nunca es una superficie plana.

Línea de falla. Es la intersección entre la superficie terrestre y el plano de falla.

Techo de la falla. Es la masa rocosa que queda encima de la falla o determinada por el ángulo obtuso formado por la intersección del plano de falla y un plano horizontal imaginario.

Piso de la falla. Es la masa rocosa que queda debajo de la falla o determinada por el ángulo agudo formado por la intersección del plano de falla con un plano horizontal imaginario.

Salto de falla. Es el valor real del desplazamiento relativo de dos bloques, en sentido vertical. Se denomina salto en altura o real; y sobre el plano de falla, salto de buzamiento.

Espejo de falla. Es la parte del bloque que ha sufrido fricción, aparece pulimentada como consecuencia del rozamiento y con lineamientos paralelos al movimiento conocidos como estrías.

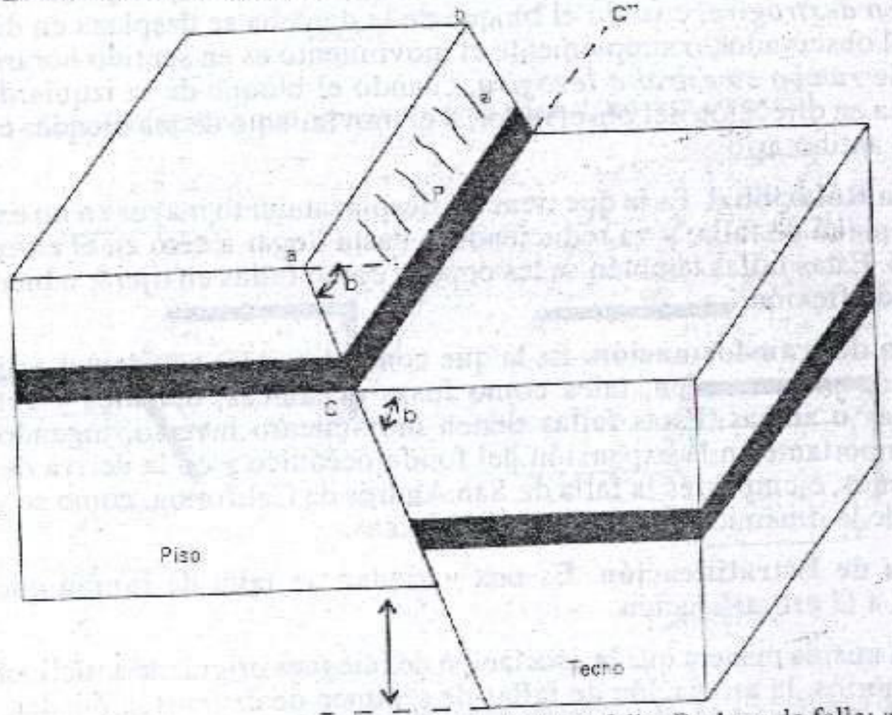


Fig.15.13 Elementos de una falla normal; ab, línea de falla; P, plano de falla; ac, salto de falla, B, buzamiento; e, estrias.

Tipos de Fallas

Las fallas se clasifican según la dirección del movimiento y su relación con la superficie en:

Falla vertical. Son las que tienen el plano de falla vertical.

Falla normal. Llamada también falla gravitacional o de tensión, es una falla en la cual el bloque techo parece haberse desplazado hacia abajo en relación con el bloque piso, la cual se produce por efecto de la gravedad o por efecto de esfuerzos tensionales.

Falla Inversa. Denominada falla de empuje o compresional, es aquella en la cual el bloque techo se ha levantado con respecto al bloque piso. El buzamiento más común oscila entre 45° y 60°. Según su inclinación se diferencian varios tipos: para ángulos superiores a 45° se denominan fallas inversas o *cobijaduras*; para valores comprendidos entre 15° y 45° se denominan *cabalgamientos*; y para valores de 0° a 15°, *mantos de corrimiento*.

Falla de Rumbo. Es aquella en la que el movimiento relativo se efectúa paralelamente al rumbo del plano de falla. Se divide en falla de *rumbo dextral o dextrógira*, cuando el bloque de la derecha se desplaza en dirección del observador, o simplemente el movimiento es en sentido horario; y fallas de *rumbo sinestral o levógira*, cuando el bloque de la izquierda se desplaza en dirección del observador, o el movimiento de los bloques es en sentido antihorario.

Falla Rotacional. Es la que tiene un desplazamiento mayor en un extremo del plano de falla, y va reduciéndose hasta llegar a cero en el extremo opuesto. Estas fallas también se les conoce como fallas en tijera, o bien, se llaman de flexión.

Falla de transformación. Es la que conecta a otros accidentes estructurales de primer orden, tales como fosas oceánicas, dorsales y centro oceánicas o ambas. Estas fallas tienen movimiento inverso, jugando un papel importante en la expansión del fondo oceánico y en la deriva de los continentes, ejemplo, es la falla de San Andrés de California, como se verá dentro de la dinámica de las placas tectónicas.

Falla de Estratificación. Es una variedad de falla de rumbo que es paralela a la estratificación.

De la misma manera que la asociación de pliegues originaba anticlinorios y sinclinorios, la asociación de fallas de régimen de distensión pueden dar lugar a la formación de fosas y pilares tectónicos; y cuando se desarrollan en régimen de compresión, debido a la actividad tectónica, predominarán las fallas inversas, dando lugar a los cabalgamientos.

sarertnocnoside@hotmail.com

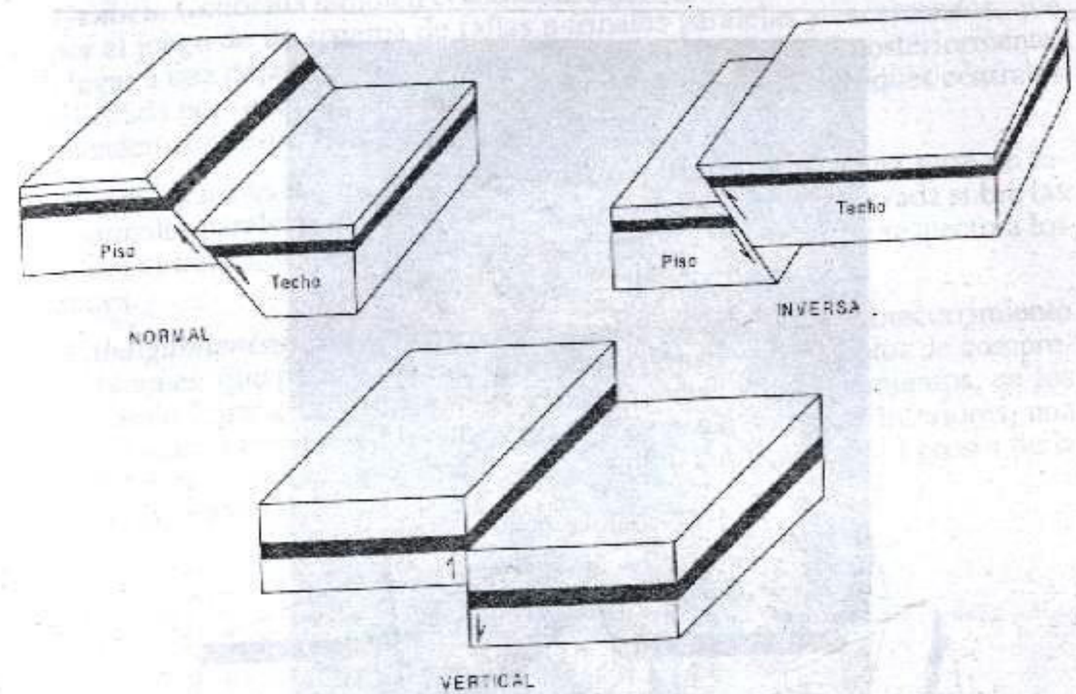


Fig. 15.14 Bloque diagrama que representn falla normal, inversa y vertical

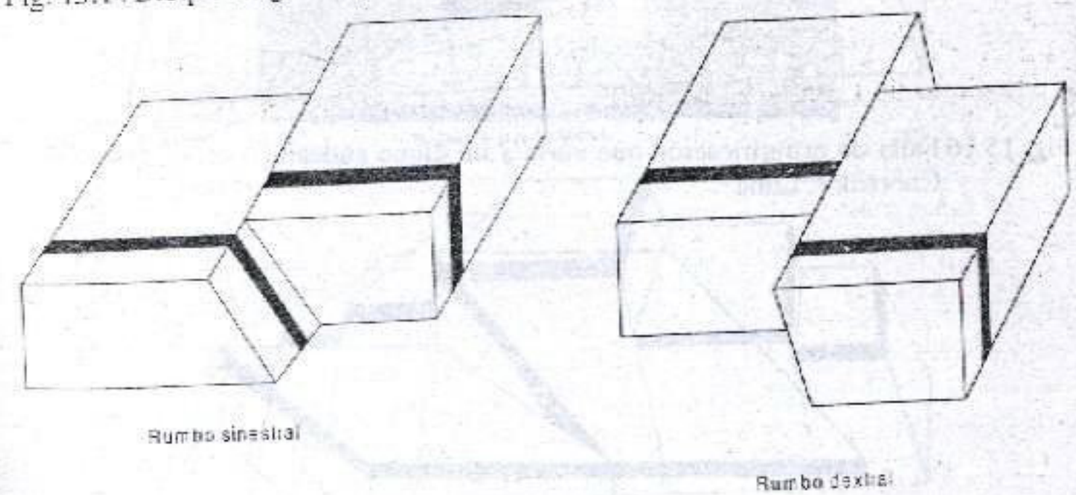


Fig. 15.15 Bloque diagrama representando fallas de rumbo del tipo sinestral y dextral.

Fig. 15.16 Falla de estratificación que corta a un dique andesítico en [illegible], Chorrillos, Lima.

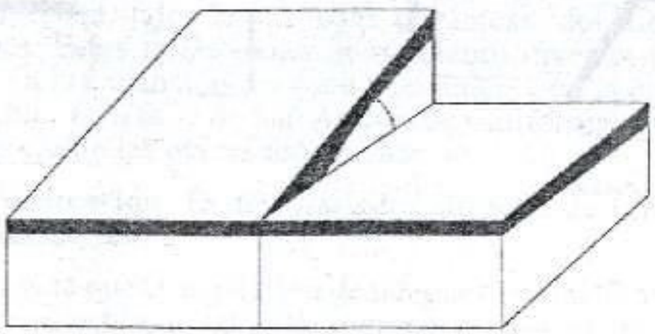


Fig. 15.17 Bloque diagrama representando una falla rotacional.

Graben. Conocida también como fosa tectónica, es una estructura originada por el juego de un sistema de fallas normales paralelas y escalonadas, que dan lugar a una depresión o fosa de la corteza terrestre y que, posteriormente, es rellenada por sedimentos más jóvenes cuando el bloque o bloques centrales descienden con respecto a los laterales.

Horst. Llamado también pilar tectónico, se forma cuando una serie de fallas normales paralelas dejan una zona de la corteza estable y elevada sobre las regiones circundantes. Cuando el bloque central se levanta con respecto a los laterales.

Cabalgamientos. Estas estructuras son originadas por un sobrecorrimiento entre bloques, que probablemente han sido originados por efectos de compresión, dando lugar a la formación de fallas inversas y cabalgamientos, en los que una masa importante de sedimentos se deslizan sobre las inferiores, una superficie muy tendida, próxima a la horizontal, duplicándose el grosor de la serie sedimentaria.

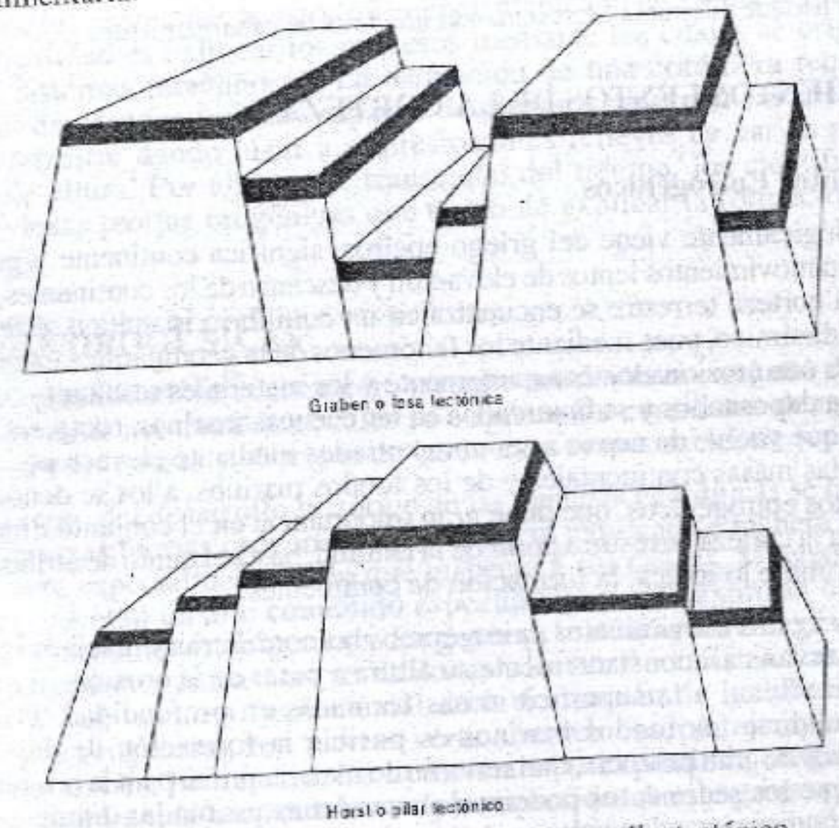
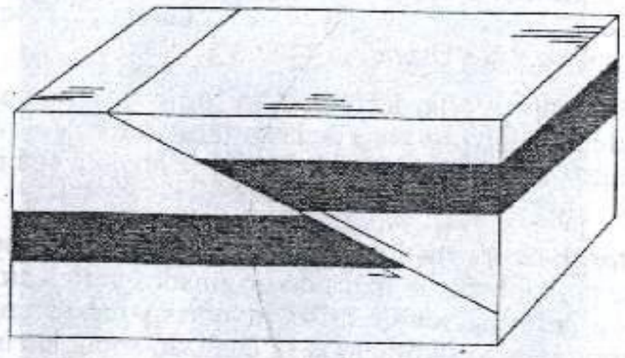


Fig. 15.18 Bloques diagramas representando una fosa y pilar tectónico.



CABALGAMIENTO

Fig. 15.19 Bloque diagrama representando una falla de cabalgamiento.

MOVIMIENTOS LENTOS DE LA CORTEZA

Movimientos Epirogénicos

Etimológicamente viene del griego epeiros, significa continente y génesis, origen. Son movimientos lentos de elevación y descenso de los continentes, como se sabe, la corteza terrestre se encuentra en un equilibrio isostático, éste es un equilibrio dinámico, pues mediante los fenómenos de la geodinámica externa los continentes son erosionados constantemente y los materiales resultantes de esta erosión son depositados y sedimentados en las cuencas marinas, rompiendo este equilibrio que vuelve de nuevo a ser compensados mediante elevaciones y descensos de las masas continentales y de los fondos marinos, a los se denominan movimientos epirogénicos, que tiene gran importancia en el conjunto dinámico que afecta a la corteza terrestre a pesar de la lentitud, hasta el punto de atribuírsele, como su nombre lo indica, la formación de continentes.

Gracias a estos movimientos epirogénicos las cordilleras y macizos montañosos conservan casi constantemente su altura a pesar de la erosión, al mismo tiempo que afloran a la superficie rocas formadas en profundidad. Por otra parte, al hundirse los fondos marinos es posible la formación de depósitos sedimentarios de gran potencia, que servirán de materia prima para la orogénesis, al tiempo que los sedimentos podrán alcanzar zonas profundas donde encontrarán las condiciones adecuadas para transformarse en rocas metamórficas.

Estos fenómenos geológicos no sólo tuvieron lugar en épocas pasadas sino que actualmente se están verificando. Su efecto se aprecia en varios puntos de la corteza terrestre, preferentemente en regiones costeras, donde al referirse al nivel del mar se observan claramente elevaciones y hundimientos de la corteza.

Si tiene lugar un levantamiento de la corteza, el mar se retira, se produce lo que se denomina una *regresión marina*, y se forman en la playa levantadas, terrazas marinas, etc. Si, por el contrario, se produce un hundimiento, el mar invade las costas ocasionando lo que se denomina una *transgresión marina*, dando lugar a valles sumergidos y prolongados, mar adentro.

Las fuerzas que dan origen a los fenómenos epirogénicos son fuerzas de empuje en la vertical.

Movimientos Orogénicos

El término orogénesis u orogenia, abarca el conjunto de procesos mediante los cuales se origina una cordillera o montaña, con sus plegamientos y fracturas provocadas por presiones tangenciales. La acción de fuertes movimientos horizontales provoca la deformación y plegamiento de los sedimentos que se encuentran en cuencas que reciben el nombre de geosinclinales

Uno de los problemas básicos que tienen planteado las ciencias geológicas en la actualidad es explicar los procesos mediante los cuales se origina los grandes sistemas montañosos. La formación de una cordillera requiere el concurso de grandes fuerzas, capaces de plegar y deformar las rocas de la corteza terrestre dando lugar a impresionantes relieves de varios miles de metros de altura. Por ello, en el transcurso del tiempo, los científicos han dado diversas teorías orogénicas que tratan de explicar la formación de las cordilleras.

TEORÍAS OROGÉNICAS

En la actualidad, se conoce con bastante precisión el conjunto de procesos orogénicos mediante los cuales se originan las cordilleras de montañas, pero no así las causas y el origen de las fuerzas responsables de los mismos.

A lo largo del desarrollo histórico de las ciencias geológicas se han enunciado diversas teorías orogénicas que intentan explicar de manera global la orogénesis, especialmente en lo que respecta a sus causas. Muchas de estas teorías presentan un alto contenido especulativo y sólo explican de manera parcial los fenómenos orogénicos. En general, se distinguen dos grandes grupos de teorías orogénicas: las verticalistas y las horizontalistas. Las primeras sostienen que la causa fundamental de la formación de las cordilleras, es decir, de la orogénesis, son fuerzas verticales debidas, por ejemplo, a acciones gravitatorias. En cambio, las horizontalistas explican la orogénesis mediante movimientos horizontales o de compresión. A este grupo pertenecen las teorías movilistas, como la deriva de los continentes y la actual teoría de la tectónica de placas.

DERIVA DE LOS CONTINENTES Y TECTÓNICA DE PLACAS

La idea de que los grandes elementos estructurales de la superficie terrestre, los continentes y los océanos no han estado siempre en la misma posición que ocupan en la actualidad es antigua. Ya en los siglos XVII y XVIII, naturalistas como Francis Bacon se percataron de que las formas de los continentes en ambos lados del Atlántico son coincidentes, y sugirieron que podrían haber formado parte de un único continente separado en dos.

La idea, que fue muy criticada, resurgió a finales del siglo XIX con Suess, geólogo austriaco que fue el primero en suponer que África, Sudamérica, Australia y la India pudieron ser fragmentos de un supercontinente previo, al que bautizó con el nombre de *Gondwana*.

El geofísico alemán A Wegener desarrolló entre 1910 y 1920 la que denominó *Teoría de la deriva de los continentes*, utilizando como base los datos geográficos, biológicos y geológicos que pudo recopilar. Primero se basó en las semejanzas geográficas de las costas de los continentes en ambos lados del Océano Atlántico, especialmente América del Sur y el África, que coincidían casi exactamente.

También se basó en las semejanzas geológicas entre ambos continentes, enlazando formaciones de edad semejantes y la coincidencia de grandes estructuras geológicas y la distribución de los depósitos glaciales en el Hemisferio Sur de edad asignada al Pérmico y Carbonífero.

Desde el punto de vista biológico, encontró fósiles de flora y fauna idéntica en ambos continentes, mientras que las actuales condiciones eran diferentes, hechos que atribuyó a una separación de los continentes, con la consiguiente evolución independiente de cada uno de ellos. Wegener concluyó que todos los continentes habían estado unidos formando un único «supercontinente» denominado *Pangea* en el Carbonífero, y que, a partir de ese entonces, se había partido en diversos fragmentos que se habían separados «flotando» sobre los materiales de lo que hoy se considera manto superior hasta constituir los continentes actuales. En su hipótesis, los plegamientos y las correspondientes cadenas montañosas se formarían en la zona frontal de cada fragmento y en las zonas de choque en cada uno de los dos fragmentos, mientras que la parte trasera aparecería «estirada» presentando una topografía plana.

Aunque la hipótesis de Wegener fue duramente atacada en su época, el estudio de los fondos oceánicos y los descubrimientos realizados en los años 50, principalmente en el campo del magnetismo y paleomagnetismo, han venido a confirmarla plenamente, descalificando la teoría fijista. De lo que no cabe duda es que esta teoría tiene sus bases lo suficientemente firmes como para que ya no se pueda desechar.

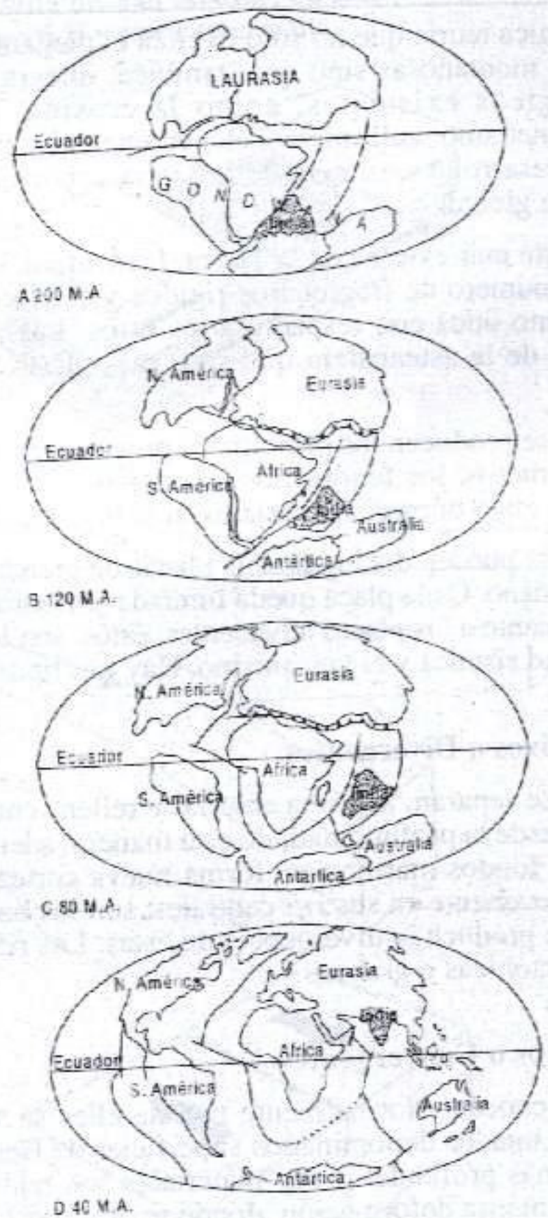


Fig. 15.20 Esquema de la evolución de la Pangea: a)hace 200 Ma la Pangea se dividió en Laurasia y Gondwaana, b) hace 120 Ma la India comienza a avanzar hacia el norte; c) hace 80 Ma la India se aisla del supercontinente y d) hace 40 Ma la India se movió aproximadamente 5 000 km y eplisionó con Asia para formar los Himalayas.

Es, además, la única teoría que no sólo explica el plegamiento y la formación de las cadenas montañosas sino que, también, integra todos los demás fenómenos geológicos existentes, como la erosión, sedimentación, metamorfismo, magnetismo, vulcanismo, etc. en una única hipótesis simple y coherente sobre el desarrollo evolutivo de la Tierra conocida como tectónica de placas o tectónica global.

Según ésta, la parte más externa de la Tierra, la litosfera, se halla constituida por un reducido número de fragmentos rígidos y esféricos, denominados placas, en movimiento unos con respecto a los otros. Las placas descansan sobre los materiales de la astenosfera que son más plásticas y permiten su desplazamiento.

Las zonas donde se producen los principales procesos geológicos, como la orogénesis, los terremotos, los fenómenos volcánicos, etc, son los bordes o límites de las placas, cuyo número ha variado en la historia de la Tierra.

En la actualidad, se pueden distinguir seis placas de grandes dimensiones y varias de pequeño tamaño. Cada placa queda limitada por bordes donde se concentra todo el movimiento a las placas adyacentes, éstos son los puntos donde se produce la actividad sísmica y el vulcanismo. Hay tres tipos de bordes:

a) Bordes constructivos o Divergentes.

Donde las placas se separan, la grieta abierta se rellena continuamente con magmas que suben desde la profundidad, de esta manera, además de separarse los continentes y los fondos marinos, se forma nueva corteza oceánica. Las dorsales y más concretamente en sus *rift* centrales, son los bordes de placas a partir de las cuales se produce la divergencia de éstas. Los rift son valles formados sobre fosas tectónicas o grabens.

b) Bordes destructivos o Convergentes.

Donde las placas chocan. Normalmente una de ellas se sumerge bajo la otra, según planos inclinados denominados superficies de Benioff o zonas de subducción, hasta zonas profundas y sus materiales son reabsorbidos por el manto. Son zonas de intensa deformación, donde se originan los cinturones de plegamientos. Un ejemplo de este tipo de borde o límite de placa corresponde a los sistemas de fosas y arcos insulares del margen asiático del Océano Pacífico.

c) Bordes pasivos.

Donde sencillamente una placa resbala o se desliza respecto a la adyacente. Este tipo de borde corresponde a fallas de transformación, que como ejemplo

se tiene la conocida falla de San Andrés, en California a lo largo del cual se deslizan las placas pacífica y norteamericana.

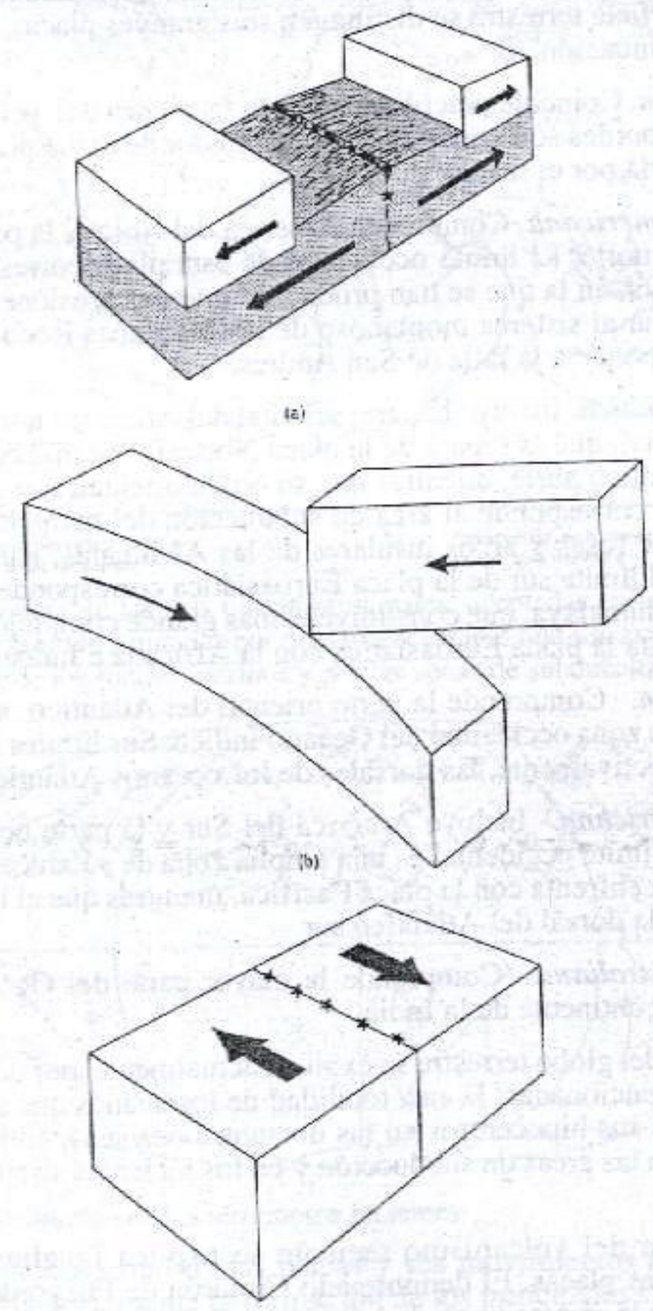


Fig.15.21 Esquemas de los bordes de los diferentes tipos de placas: a) divergente; b) convergente; y c) pasiva.

Disponiendo sobre un plano las dorsales conocidas, las zonas de fosas abisales arcos insulares y las principales fallas de transformación, se observará como en la superficie terrestre se distinguen seis grandes placas, las cuales se enumeran a continuación:

Placa Pacífica. Coincide prácticamente con la cuenca del océano del mismo nombre; sus bordes son zonas de subducción donde dicha placa es consumida y reabsorbida por el manto.

Placa Norteamericana. Comprende América del Norte y la parte occidental del Atlántico norte. El límite occidental de esta placa corresponde a una zona de subducción en la que se han producido grandes presiones orogénicas que han dado lugar al sistema montañoso de las Montañas Rocosas. Parte de este borde corresponde a la falla de San Andrés.

Placa Euroasiática. Incluye la parte oriental del Atlántico norte y Eurasia. Su borde occidental, que la separa de la placa Norteamericana, corresponde a la dorsal del Atlántico norte, mientras que su borde oriental, que la limita con la placa Pacífica, corresponde al área de subducción del margen asiático del Pacífico (zonas de fosas y arcos insulares de las Aleutianas, Kuriles, Japón, Filipinas, etc.). El límite sur de la placa Euroasiática corresponde a la cintura orogénica alpino-himalaya, que constituye el más grande complejo montañoso de la Tierra y limita la placa Euroasiática con la Africana e Indoaustraliana.

Placa Africana.- Comprende la parte oriental del Atlántico sur, el continente africano y la zona occidental del Océano Índico. Sus límites occidental y oriental son, respectivamente, las dorsales de los océanos Atlántico e Índico.

Placa Sudamericana.- Incluye América del Sur y la parte occidental del Atlántico sur. Su límite occidental es una amplia zona de subducción (fosa de Perú-Chile) que la enfrenta con la placa Pacífica, mientras que el límite oriental corresponde a la dorsal del Atlántico sur.

Placa Indoaustraliana.- Comprende la mayor parte del Océano Índico, Australia y el subcontinente de la India.

La sismicidad del globo terrestre se explica, actualmente, por la interacción entre las placas mencionadas: la casi totalidad de los sismos que se producen anualmente tienen sus hipocentros en las dorsales oceánicas, en las fallas de transformación, en las áreas de subducción y en los recientes sistemas montañosos.

La distribución del volcanismo reciente se explica igualmente por la interacción entre las placas. El denominado Cinturón de Fuego del Pacífico, donde se localizan la mayor parte de los volcanes activos, corresponde a las zonas de subducción que bordean la placa pacífica. Los restantes volcanes activos se encuentran en las dorsales oceánicas, o en sus proximidades, y en las cordilleras de reciente formación.

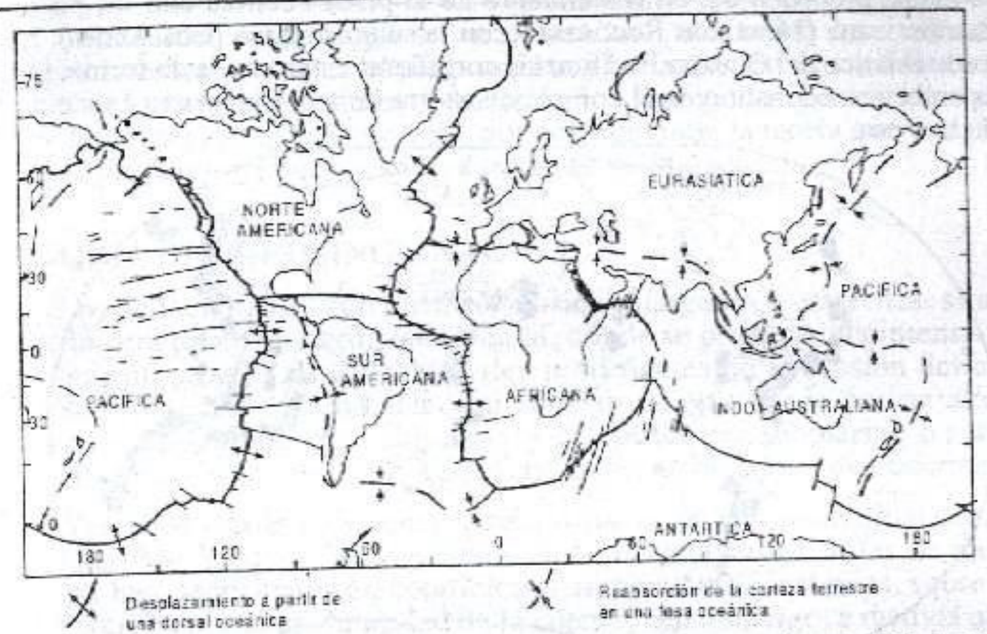


Fig. 15.22 Esquema de las seis placas principales, aceptadas en la actualidad. Estas placas están limitadas por dorsales oceánicas que son estructuras de expansión de los fondos marinos y por las zonas de subducción-.

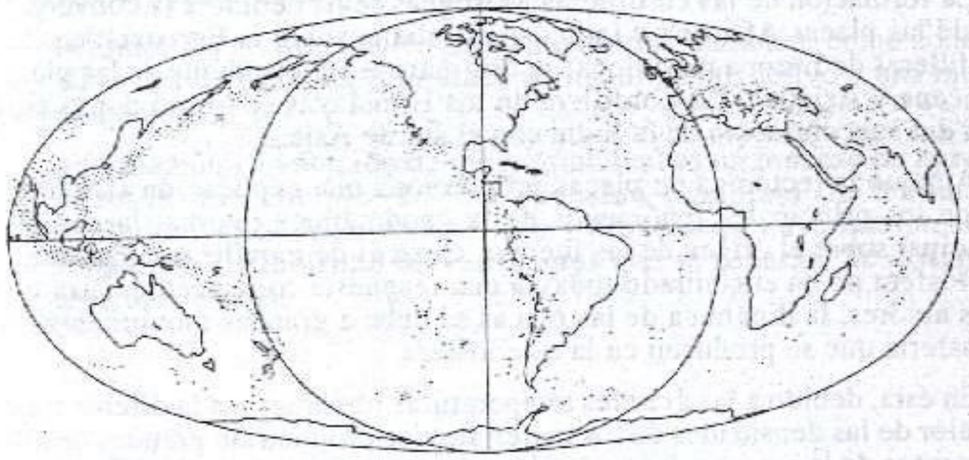


Fig. 15.23 Distribución de los terremotos recientes.

La disposición actual de las placas y sus movimientos relativos explican también satisfactoriamente la formación de los principales sistemas montañosos actuales. Los geosinclinales con toda seguridad se localizan en los bordes convergentes de placas, y son plegados por las presiones producidas en el enfrentamiento de las placas que convergen dando origen a las cordilleras. Así, el sistema de cordilleras peripacíficas, concretamente las Montañas Rocosas y

Los Andes, proceden del enfrentamiento de la placa Pacífica con las placas Norteamericana (Montañas Rocosas) y con la sudamericana (Los Andes). En el borde asiático del Océano Pacífico las cordilleras están en vía de formación, y sus embriones constituyen el complejo sistema de arcos insulares existentes en dicha zona.

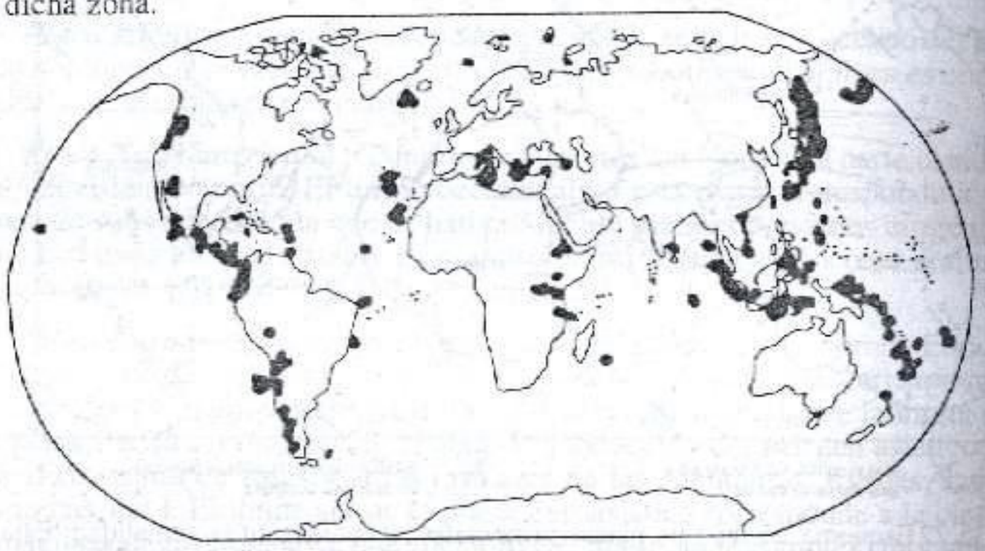


Fig. 15.24 Distribución de los volcanes activos.

La formación de las cordilleras Mesogeas se ha debido a la convergencia de las placas Africana e Índico-Australiana sobre la Euroasiática. Las cordilleras de Europa meridional se originaron, por el choque de las placas Africana y Asiática. La Cordillera de los Himalayas se formó por la colisión del subcontinente de la India con el sur de Asia.

Aunque la tectónica de placas proporciona una explicación satisfactoria de los principales fenómenos de la geodinámica interna, la cuestión principal sobre el origen de las fuerzas capaces de movilizar las placas de la litosfera no ha encontrado todavía una respuesta convincente. Para muchos autores, la dinámica de las placas se debe a grandes movimientos de la materia que se producen en la astenosfera.

En ésta, debido a las grandes temperaturas reinantes y a la diferencia en el valor de las densidades de los materiales, se producirían grandes desplazamientos de la materia denominadas corrientes de convección. En la teoría de las corrientes de convección, las dorsales oceánicas serían las zonas de ascenso de las corrientes de convección, mientras que las áreas de subducción corresponderían a las zonas de descenso de dichas corrientes. En las áreas de subducción (fosas abisales y arcos insulares) el movimiento descendente de las corrientes de convección produciría el hundimiento o subsidencia de los geosinclinales.

En resumen, el geólogo se encuentra ante una teoría que, además de explicar coherentemente el plegamiento y la formación de cordilleras, permite la integración y síntesis de todos los fenómenos geológicos que se pueden observar en la Tierra. Es, por consiguiente, la teoría que integra los datos proporcionados por todas las ramas de la geología.

TEORÍA DEL GEOSINCLINAL

Los geosinclinales son cuencas marinas alargadas y estrechas, situadas por lo general en un borde continental, donde se produce una intensa sedimentación a partir de los materiales procedentes de la erosión del continente próximo y suelen estar limitados en su otro borde por un alto del sustrato denominado «geoanticlinal» que puede ser submarino o ser otro continente, en este caso el geosinclinal se desarrolla entre dos continentes.

La serie de rocas sedimentarias depositadas en un geosinclinal se caracteriza por su grosor, que frecuentemente alcanza varios miles de metros, que se han depositados en condiciones ambientales constantes, sobre todo en lo referente a la profundidad de la cuenca. Sin embargo, a medida que se produce la sedimentación, la profundidad de la cuenca debería disminuir. Esta contradicción sólo puede resolverse si se acepta que el fondo de la cuenca sufre un progresivo hundimiento, denominado en términos geológicos *subsidencia*, que es independiente del peso de los sedimentos.

Por tanto, los geosinclinales pueden definirse, también, como zonas de la corteza terrestre donde se produce un hundimiento activo y una intensa sedimentación.

La formación y evolución de un geosinclinal es un proceso de muy larga duración que comprende una sucesión compleja de fenómenos sedimentarios, volcánicos, magmáticos y orogénicos, cuya interpretación puede realizarse estudiando las estructuras que se generan. Se distinguen las siguientes etapas:

En la primera etapa que predomina el hundimiento o subsidencia del fondo del geosinclinal y en la que se produce una gran sedimentación. Durante esta fase se producen intensas emisiones de materiales fundidos de carácter básico (pobres en sílice), procedentes de zonas profundas (erupciones submarinas), que constituyen el denominado *volcanismo inicial o preorogénico* del geosinclinal.

Durante la segunda etapa se inicia, por la acción de fuerzas tangenciales de compresión, el plegamiento de las series sedimentarias, con la formación de una cadena montañosa paralela al eje de la cuenca, que en su primera fase es, simplemente, una alineación de arcos insulares. Dicho embrión de cordillera cambia la morfología de la cuenca, distinguiéndose un dominio *miogeosinclinal* que corresponde a la parte del geosinclinal comprendida entre la cadena en vía de formación y el continente vecino; y un dominio *eugeosinclinal* que se sitúa más allá de esta alineación de los archipiélagos. Durante esta fase se produce una intensa actividad volcánica con emisiones de grandes cantidades de lava básica, localizada esencialmente en los arcos insulares.

En la tercera etapa, la cordillera, en vía de formación, aumenta su extensión y empieza a ser atacada por la erosión. En las zonas más profundas, los materiales sedimentarios están sometidos a grandes presiones y temperaturas, debido a lo cual se desarrollan procesos de metamorfismo e, incluso, de fusión de los materiales, originándose magmas ácidos que alimentan un *volcanismo sin-orogénico* y de carácter explosivo.

Durante la cuarta etapa emerge por completo la nueva cordillera, que ocupa totalmente el dominio miogeosinclinal que es erosionado a la vez. Las zonas centrales de esa cordillera están constituidas por rocas magmáticas y metamórficas originadas anteriormente. Las compresiones a que ha estado sometido el geosinclinal cesan y se reduce una amplia distensión que da lugar a la formación de fallas y fracturas a través de las cuales se producen emisiones de lavas básicas procedentes de las zonas profundas, tales emisiones constituyen el denominado *vulcanismo postorogénico*

TEORÍA DE LA CONTRACCIÓN TÉRMICA

Esta teoría, desarrollada por el geofísico inglés Harold Jeffreys, supone que el plegamiento y deformación de la corteza se debe a su arrugamiento como consecuencia de la contracción producida por enfriamiento. Partiendo de la base de que la Tierra fue anteriormente una masa fundida, su enfriamiento habría producido el arrugamiento progresivo de la corteza. Esta teoría tiene muchos puntos débiles y está, prácticamente, abandonada. No explica la distribución de las orogenias en períodos concretos, ni su distribución espacial en zonas específicas de la corteza, en vez de tener una distribución regular y uniforme.

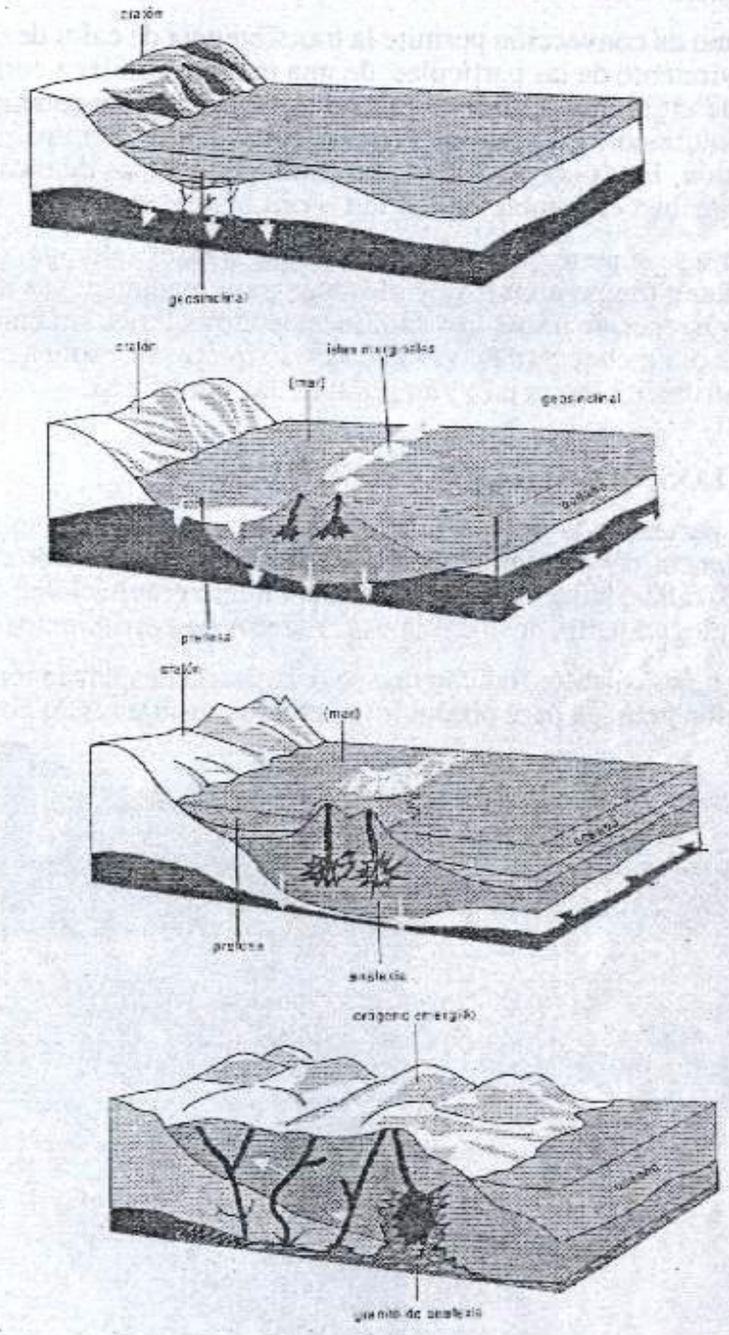


Fig. 15.25 Serie de esquemas que muestran las distintas etapas de la formación y evolución de un geosinclinal (según Meléndez y Fúster)

TEORÍA DE LAS CORRIENTES DE CONVECCIÓN

El mecanismo de convección permite la transferencia de calor de un lugar a otro por el movimiento de las partículas, de una manera similar a como ocurre en un recipiente en el que se está calentando agua. En estas condiciones, se establece un movimiento de circulación de las partículas, denominado corrientes de convección. Estas corrientes se presentan por parejas de movimientos opuestos, que reciben el nombre de unidad o célula de convección.

En esta teoría se supone que la fuente de energía es el calor, para lo que el núcleo debe estar a temperaturas muy elevadas para mantener sus materiales líquidos, y a presiones de uno a tres millones de atmósferas, sin embargo, tal como se propuso, no concuerda con los datos sísmicos, ni explica satisfactoriamente la distribución espacial y temporal de las cordilleras.

TEORÍA DE LOS MOVIMIENTOS VERTICALES

Esta teoría pertenece al geólogo ruso A.V. Beloussov, quien sostiene que como consecuencia del movimiento vertical de la corteza, se produciría su fracturamiento (fallas, vulcanismo) y el deslizamiento gravitacional de la serie sedimentaria (plegamiento. deslizamientos, mantos de corrimiento, etc.).

Sin embargo, los cálculos indican que se necesitaría desplazamientos verticales demasiados grandes para producir los efectos visibles en la corteza.

Fig. 15.26 Vista de un pliegue sinclinal en el Callejón de Conchudos, Áncash

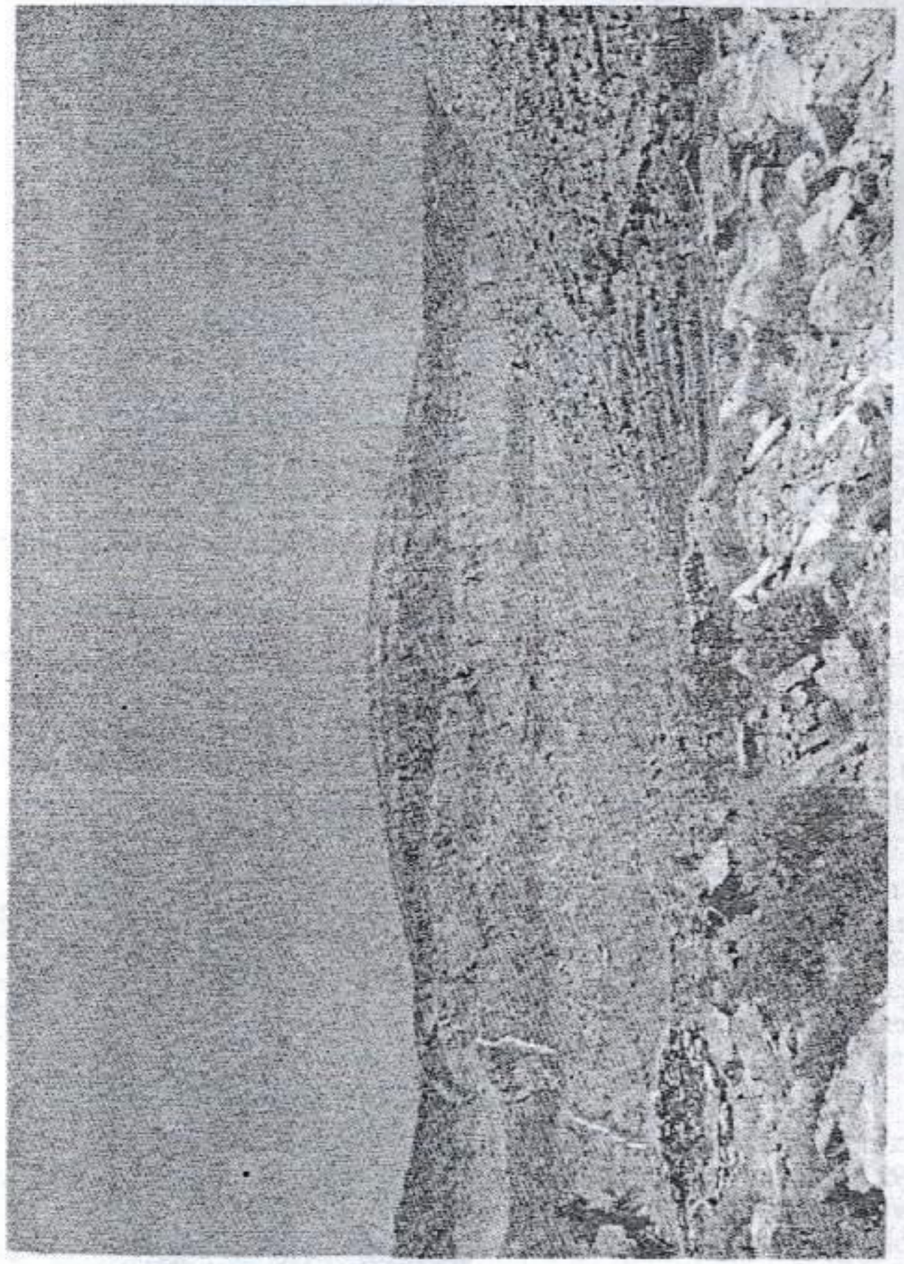


Fig. 15.27 Vista de una falla que afecta a las rocas volcánicas cerca de la Laguna de Aricota, Tacna.

Fig.15.29 Vista de falla normal y plegamiento en el Morro Solar cerca de la playa de Chorrillos

Fig. 15.29 Vista de la falla normal en el Morro Solar en la cercanía de la playa de Chorrillos

sarertnocnoside@hotmail.com

Capítulo XVI

VOLCANES

Los volcanes, con sus grandes erupciones catastróficas, presentan desde tiempos remotos un gran interés para el hombre. El término volcán viene de Vulcano, la deidad romana del fuego interior de la Tierra, que a su vez han sido reverenciados antiguamente por muchas culturas.

En el año 79 d. C., Plinio el Joven describió de manera magistral la erupción del Vesubio que destruyó las ciudades de Pompeya y Herculano, que quedaron sepultadas bajo las cenizas. A lo largo de la historia aparecen numerosos relatos y descripciones de grandes erupciones que han causado centenares de miles de víctimas y grandes destrucciones.

El nacimiento de un volcán, aunque no es un fenómeno frecuente, permite, cuando se produce, un estudio del mecanismo de la erupción. Uno de los casos más espectaculares tuvo lugar en 1963, en el Atlántico norte, a 120 km al sudeste de Reykjavik (Islandia); cuyas continuas erupciones originaron allí una nueva isla, llamada Surtsey; y cuya actividad volcánica en dicha isla en 1967 alcanzó una superficie de unas 260 hectáreas.

Uno de los volcanes más conocidos mundialmente es el de Paricutín (México), surgido en un campo de maíz en las proximidades del pueblo del mismo nombre, el 20 de febrero de 1943, en el primer día de su existencia se formó un cono de 40 metros de altura, y al año de haber entrado en erupción el cono era de casi de 450 metros, en la actualidad además del cráter principal tiene otros dos cráteres adventicios, el Sapichu, surgido el 19 de octubre de 1943, y el Taqui, que apareció el 8 de enero de 1944.

Los volcanes son estructuras geológicas características de aquellas zonas de la Tierra que son activas, esto es, que sufren una intensa deformación. Los volcanes tienen, cada uno, características propias, la estructura, la composición de los magmas, el grado de violencia de las erupciones difiere notablemente de un volcán a otro. Estas razones explican la ausencia de una teoría general del vulcanismo.

Se entiende por vulcanismo al conjunto de fenómenos relacionados con las erupciones volcánicas y con la expansión de los magmas y sus gases por la superficie terrestre, su enfriamiento y consolidación.

Fig.161. Vista del volcán Misti, Arequipa

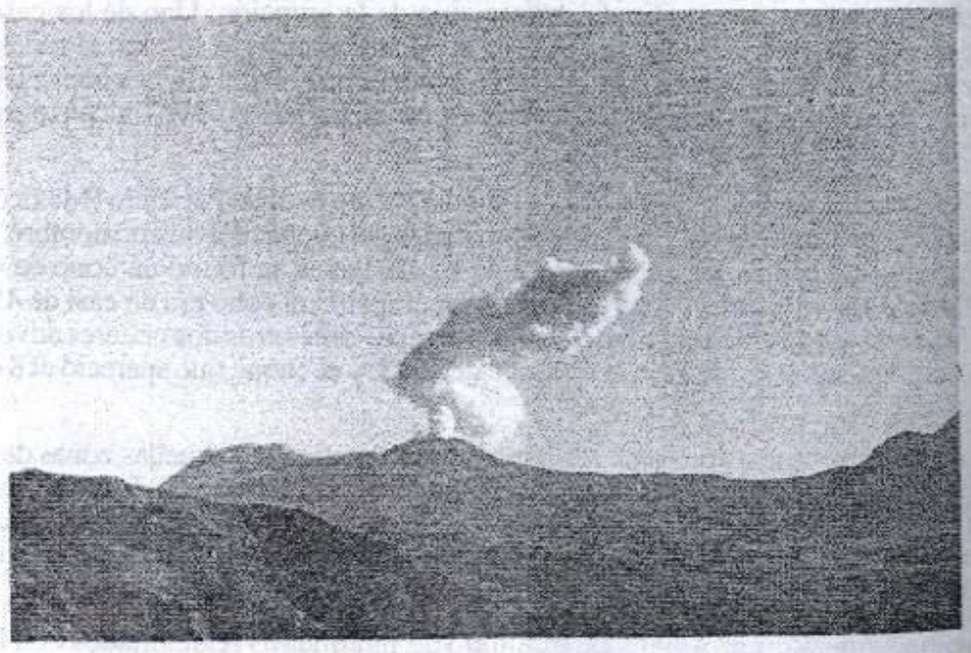


Fig. 16.2 Vista de la erupción del volcán Sabancaya, Arequipa

sarertnocnoside@hotmail.com

La ciencia que estudia los volcanes y su actividad se denomina *«vulcanología»*, sus campos de investigación principales son tres:

- Estudio de la actividad volcánica y catalogación de los volcanes activos;
- El estudio del origen y naturaleza de los magmas, es decir, de la geoquímica de las principales capas profundas de la Tierra; y
- Se concreta en la investigación sobre la previsión de desastres que pueden ocurrir a causa de las erupciones.

La vulcanología moderna ha adquirido un desarrollo tan extraordinario que el trabajo volcanológico es multidisciplinario, por lo que necesitan aportes de la geofísica, geología, petrología, geoquímica, termodinámica, etc. Los progresos que en los últimos años han experimentado las ciencias de la Tierra han empezado a permitir la elaboración de una teoría general del vulcanismo íntimamente relacionada con las teorías de la expansión de los océanos y de la tectónica de placas.

La importancia del estudio sistemático de los volcanes, de su actividad y de sus relaciones con los grandes procesos geológicos ha permitido llegar a la conclusión de que el vulcanismo es uno de los procesos geológicos esenciales en la dinámica de las capas superficiales de la Tierra. Las rocas volcánicas son los materiales más abundantes en la corteza terrestre y de los fondos oceánicos. Las dos terceras partes de la superficie terrestre están exclusivamente constituidas por rocas volcánicas. Igualmente, grandes extensiones continentales están constituidas por rocas originadas en grandes procesos volcánicos.

El volcanismo ha desempeñado un papel fundamental en la dinámica de la corteza terrestre, así, en las modernas teorías geológicas, el vulcanismo es la causa fundamental de la expansión de los fondos oceánicos; a partir de las cuales éstos se producen, principalmente en las dorsales meso oceánicas, son en realidad grandes sucesiones de volcanes de cuya actividad se forma la corteza oceánica. Los desplazamientos de las placas que constituyen la litosfera y la formación de montañas por choque de tales placas, en gran parte se deben a la actividad volcánica.

La importancia del volcanismo no se limita únicamente a los grandes procesos geológicos y geofísicos, ya que también ha desempeñado un papel esencial en el nacimiento y desarrollo de los seres vivos. La atmósfera y la hidrosfera, esenciales en el origen y evolución de la biosfera, se han originado a partir del vapor de agua y de los gases arrojados por los volcanes en las primeras etapas de la formación de la Tierra. Por otra parte, la actividad volcánica ha dado lugar a grandes depósitos de minerales útiles para el ser humano.

VOLCANES

Los volcanes en cuanto a su presentación superficial son estructuras que se forman por la acumulación de material ígneo que asciende desde las profundidades hasta la superficie a través de una fractura, donde recibe el nombre de

"lava", solidificándose en sus proximidades y desarrollando una forma de colina o montaña con características particulares.

En un volcán hay que distinguir las siguientes partes:

Cámara magmática. Es la región situada en la profundidad de la litosfera donde se acumula y deposita el magma.

Cráter. Es una depresión u orificio externo, generalmente en forma de embudo, con paredes casi verticales, y por el que son arrojados los materiales volcánicos. Cuando esta depresión alcanza varios kilómetros de diámetro, y de forma circular, se le conoce como *caldera*.

Chimenea. Son los conductos de salida al exterior de las lavas y de los productos sólidos y gaseosos. Éstos suelen ser profundas fracturas que se comunican con la cámara magmática, los cuales se van ensanchando por efectos de la erupción.

Cono volcánico. Es una elevación formada alrededor de la chimenea, originada por la acumulación de materiales provenientes de las erupciones.

Cráteres secundarios. Denominados también *adventicios*, se forman en las laderas del cono principal, llegando algunas veces a ser numerosos dando lugar a una estructura muy compleja.

El tamaño de los volcanes es variable. El mayor de todos los conocidos en la Tierra es el Mauna Loa en Hawai, cuya base tiene un diámetro de 200 km y su altura desde el fondo del mar es de 10 km. Se ha formado por la acumulación de lava durante el último millón de años.

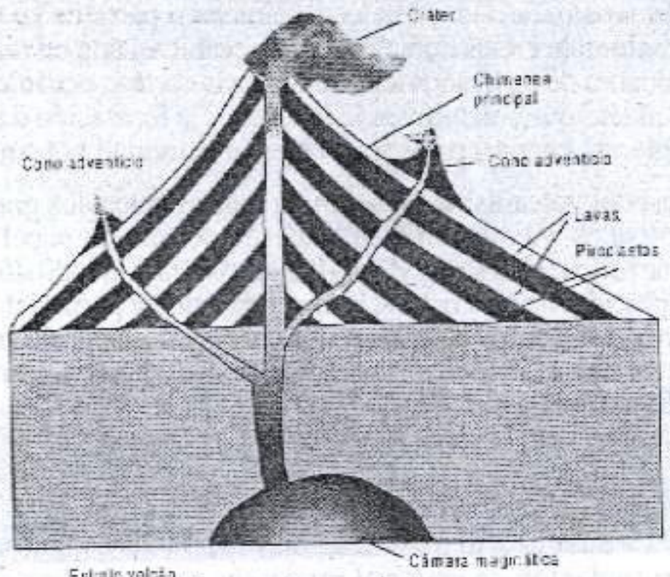


Fig. 16.3 Corte esquemático de un estrato volcán.

ACTIVIDAD VOLCÁNICA

En el desarrollo de la actividad volcánica se producen períodos de gran actividad, seguidos de otros en los que las erupciones son mucho menores llegando incluso a desaparecer durante períodos más o menos largos. Estos períodos de actividad y calma son muy irregulares, tanto en su periodicidad, como en su duración e intensidad, por lo que nunca se puede hablar de que un volcán esté extinguido sino, simplemente, apagado. Teniendo en cuenta lo expuesto, hay volcanes que se denominan *activos; latentes* y otros, *apagados o extinguidos*.

Volcanes apagados. Cuando no han tenido erupciones en épocas históricas, pero se sabe de su existencia, por sus huellas geológicas dejadas en los lugares donde tuvieron efecto (topografía del terreno, materiales volcánicos, etc.)

Volcanes latentes. Aquellos que no han hecho erupción recientemente, pero que pueden hacerlo de nuevo.

Volcanes activos. Son aquellos en los que las erupciones se producen de un modo constante o con intervalos de tiempo histórico, es decir, que sus erupciones fueron apreciadas por el hombre en una época más o menos lejana.

De modo general, la actividad volcánica se debe siempre a la liberación más o menos violenta de gases contenidos en los magmas, y pueden distinguirse dos tipos: una, esencialmente *efusiva*, con emisión lenta de lavas y con un desprendimiento pacífico de gases, y otra, *explosiva*, caracterizada por el desprendimiento violento de los gases y por la proyección de masas notables de material piroclásticos (materiales sólidos expulsados por los volcanes durante las erupciones). En ocasiones, aparecen volcanes con actividad mixta, es decir, con lenta emisión de lavas y con frecuentes explosiones violentas.

Tipos de Volcanes

Hay volcanes de muchas formas y tamaños, pero los geólogos reconocen varias categorías importantes, cada una de las cuales tienen un estilo particular de erupción, o de forma o composición de su estructura y desarrollo. Sobre su composición de su estructura, hay tres tipos de volcanes:

Volcanes de Escudo. Estos volcanes se asemejan a la superficie superior de un escudo con el lado convexo hacia arriba. Son de perfiles bajos, redondeados, con ladera suaves de 2 a 10 grados, sus laderas suaves reflejan su composición principalmente de flujos lávicos máficos de baja viscosidad. Los volcanes de escudo tienen un cráter o caldera así como varios conos menores en sus flancos por donde brota lava. Este tipo de volcanes son mas comunes en las áreas oceánicas, como las islas Hawaianas e Islandia, pero hay algunos en los continentes.

Volcanes de Ceniza. Son aquellos volcanes compuestos de materiales piroclásticos semejantes a cenizas, que se forman cuando los materiales piroclásticos son expulsados a la atmósfera y caen de nuevo a la superficie para acumularse alrededor del cráter. El ángulo de las laderas pueden alcanzar los 33 grados y los conos de cenizas rara vez alcanzan los 400 m de altura y muchos tienen un cráter de forma de tazón. Muchos conos de ceniza se encuentran en los flancos o dentro de las calderas de montañas volcánicas mayores y parecen representar las etapas finas de actividad.

Volcanes compuestos. Llamados también **estratovolcanes**, se forman tanto por capas de piroclásticos como por flujos de lavas, lo típico es que ambos materiales tengan una composición intermedia. Estos volcanes tienen laderas empinadas cerca de sus cimas hasta 30 grados, pero la inclinación decrece hacia la base donde alcanza 5 grados. Los estratovolcanes son típicos grandes volcanes de los continentes y los arcos insulares.

La actividad volcánica principal, que es la erupción, va precedida por otra secundaria, pero de mayor duración, que se conoce con el nombre genérico de *actividad fumarólica*. Las erupciones también van acompañadas casi siempre de fenómenos acústicos, de importantes fenómenos sísmicos y de deformación del suelo en las zonas próximas al volcán.

Erupciones Volcánicas

Las erupciones volcánicas se producen de diverso modo: algunas veces van acompañadas de explosiones y sismos, otras se desarrollan con cierta tranquilidad. La causa principal de las explosiones estriba en la obstrucción de la chimenea debido a la acumulación y enfriamiento de las lavas viscosas, que forman un tapón, atrapando considerables cantidades de gases. Estos gases se acumulan hasta que el aumento de presión haga saltar el tapón y pueda salir al exterior. Como consecuencia de estas explosiones, los volcanes expulsan al aire gran cantidad de fragmentos sólidos, líquidos y gases. Durante las erupciones, casi siempre hay emisión de los tres productos, aunque la proporción y naturaleza de los mismos varían mucho.

Como consecuencia de la explosión de gases, el magma se hace viscoso, pero aún puede ser suficientemente fluido como para alcanzar la superficie, recibiendo entonces el nombre de *lavas*, y derramarse por los alrededores, denominándose en este caso *corrientes de lava*.

Tipos de Erupciones

El carácter de las erupciones es bastante variado y depende de muchos factores, tales como la composición química de las lavas, la cantidad de gases que éstas contienen, la presión, la temperatura de las lavas, etc. El factor fundamental que determina el tipo de erupción es la composición química de las

lavas. Se han distinguido varios tipos de erupciones, según sea el material expulsado, y la forma de producirse la expulsión de éstos:

El tipo hawaiano. Es característico de los volcanes Mauna Loa y Kilauea en Hawai, son clásicos por su forma de escudo, con laderas de pendiente muy suave (5?) y un cono formado por capas de lavas. Se caracterizan por la fluidez de sus lavas y escasez de gases. Sus erupciones son tranquilas, sin nubes ardientes ni proyecciones sólidas. Debido a su fluidez se desliza rápidamente por las laderas del volcán y formas extensas coladas, que se solidifican alrededor de su base, que con el tiempo se formará a un cono de pendiente muy suave característico de estos volcanes.

Sus cráteres suelen ser muy grandes y en ellos se encuentra la lava fluida agitada por corrientes y remolinos, dando la sensación de que son verdaderos lagos de lava. De este tipo de erupciones son los volcanes de las islas de Hawai (de donde les viene el nombre) de los cuales los más importantes son el Mauna Loa que se alza a más de 4 000 msnm, el Kilauea, Mawuakea y el Kilonea, en este último el cráter forma un lago de lava de unos cinco kilómetros de diámetro.

El tipo Estromboliano. El más significativo ejemplo de erupciones de este tipo es la del volcán Stromboli (de donde les viene el nombre) en el archipiélago de Lipari, al sur de Italia.

Su lava es medianamente viscosa y contiene abundantes gases que durante las erupciones, al desprenderse, dan lugar a *lapillis* y bombas volcánicas, pero con escasa ceniza. La lava por ser espesa desciende lentamente por las laderas abruptas del cono, sin alcanzar grandes extensiones. También pertenece a este tipo de erupciones el Paricutín, en México.

El tipo Vulcaniano. La lava es más viscosa y pastosa y entre periodos de erupciones, la lava forma una costra rápidamente. Bajo esta costra, los gases se acumulan y explotan a intervalos con mayor fuerza, las nubes de cenizas son oscuras y muy escasa formación de bombas incandescentes. Las nubes al subir y al expandirse adquieren forma de «coliflor». Una variedad de este tipo es la erupción freática o de «caldera de vapor», cuando las aguas superficiales se ponen en contacto con la lava caliente que las hace salir en forma de chorro.

El tipo Vesubiano. Los más significativos ejemplos de este tipo de erupción son los de los volcanes Vesubio, Etna, Vulcano, etc, todos ellos se encuentran en el Mar Mediterráneo.

La lava es más viscosa debido a la acidez, solidificándose rápidamente y formando una costra que tapona el cráter, la cual al ser empujada por los gases produce grandes explosiones, disgregándose en forma de cenizas, que forman grandes nubes; también arroja gran cantidad de vapor de agua que al condensarse sobre las cenizas da lugar a lluvias de barro. Las lavas, aunque viscosas, son, por lo general, poco abundantes; en algunos casos, llegan a formar verdaderas corrientes que manan de las grietas laterales y descienden por las laderas

del cono. Los conos de volcán que presentan este tipo de erupción son de pendiente pronunciada y su estructura es seudo estratificada, formada de capas alternadas de lavas y cenizas. También pertenece a este tipo de erupción el volcán Teide, en España.

El tipo Pliniano. Las erupciones de este tipo están caracterizadas por grandes ráfagas de gas impetuoso, que llegan hasta varios kilómetros de altura y luego se desparrama en una nube expansiva formada por masas globulares de gas y vapor; la proporción de ceniza es baja, sólo se reduce al material arrancado de las paredes de la chimenea y del cráter.

El tipo Peleano. En este tipo figuran las erupciones del volcán Mont Pelée, situado en la isla Martinica de las Antillas Menores.

La lava es tan espesa que se solidifica en la chimenea formando un tapón que al ser empujado por nuevas emisiones de lava forma una bóveda que se eleva por encima del cráter formando una cúpula incandescente que suele disgregarse al poco tiempo. La erupción va precedida a menudo por fuertes temblores subterráneos, explosiones y la lava se abre paso a través de grietas laterales, pues la chimenea está cubierta por la cúpula, acompañada de grandes volúmenes de ceniza caliente (nubes ardientes) que descienden quemando cuanto encuentran a su paso. También pertenece a este tipo de erupción, los volcanes del Japón, Java y las islas Azores.

Una erupción de este tipo fue la que destruyó las dos tercera partes de la isla Krakatoa (situada entre Java y Sumatra), en 1883, y ocasionó más de 30,000 víctimas y grandes maremotos en las proximidades de la isla. Una ola de 35 metros invadió las costas de Java y Sumatra, y cruzó todo el Pacífico y el Índico. La explosión y el resplandor se vieron desde miles de kilómetros de distancia, las cenizas subieron hasta 80 km, y fueron arrastradas por los vientos hasta Europa.

El tipo Islándico. Existe un tipo de erupción que no presenta las características hasta ahora expuestas: son las denominadas tipo Islándico, por darse en Islandia. La lava muy fluida sale por grandes fisuras longitudinales que pueden tener varios kilómetros de longitud. De este tipo se supone fueron las erupciones capaces de emitir enormes mantos o coladas que ocupan grandes regiones de América y Asia. Las principales emisiones de este tipo existen hoy en Islandia como las de Laki.

PRODUCTOS VOLCÁNICOS

Los productos expulsados por las erupciones de los volcanes, pueden ser líquidos, sólidos y gaseosos; durante las erupciones, casi siempre hay emisión de los tres productos, aunque la proporción y naturaleza de éstos varía.

sarertnocnoside@hotmail.com

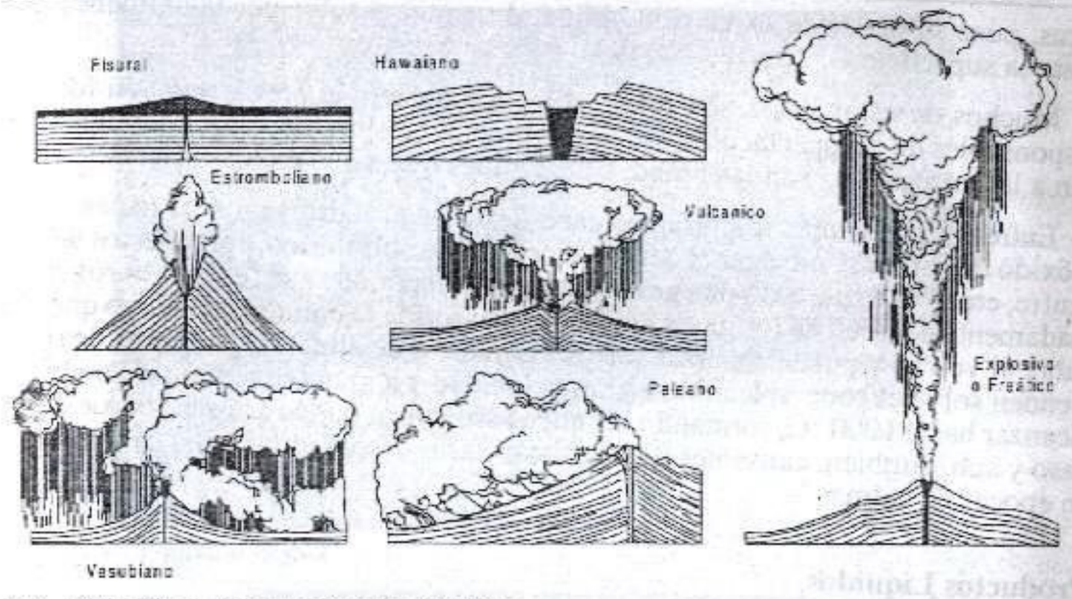


Fig. 16.4 Tipos de erupciones volcánicas

Productos Sólidos o Piroclásticos

Proceden de las paredes de la chimenea y de las lavas solidificadas en el interior de la misma o de lavas que se han solidificado en el aire al ser proyectadas por las explosiones. Se diferencian tres clases, según el tamaño de las partículas:

Bombas Volcánicas. Son los trozos mayores, pudiendo algunas veces alcanzan varios metros cúbicos, aunque por lo general son de menor tamaño, de aspecto fusiforme (en forma de huso).

Pumita. Llamada también piedra pómez, está constituida por trozos de lava de tamaño variable que han atrapado burbujas de vapor y gases, los cuales al solidificarse son liberados, proporcionando a la roca un aspecto vacuolar muy poroso y característico.

Lapilli. Llamado también gravilla es como una arena gruesa y procede de la solidificación de la lava en el aire.

Cenizas. Es un polvo fino formado por gotitas de vidrio volcánico que pueden flotar en el aire durante mucho tiempo y ser transportados a grandes distancias. Las nubes de cenizas, en algunos casos, pueden ser la causa de catástrofes, durante las erupciones.

Productos Gaseosos

Son los productos que se producen al fundirse las rocas a profundidad, son los formadores del magma. Tienen gran importancia en las erupciones volcá-

nicas, pues su poder de expansión obliga al magma a subir por la chimenea hasta la superficie.

Muchos de estos gases son inflamables al contacto con el aire y son los responsables de la espectacularidad de los fenómenos luminosos que acompañan a las erupciones; son las grandes llamaradas que salen de los cráteres.

Entre los gases más importantes cabe destacar el hidrógeno y el metano, dióxido de carbono, nitrógeno, azufre, cloro, ácido sulfhídrico, compuestos de azufre, etc. y más que todo una gran cantidad de vapor de agua (el 70% aproximadamente del total de los gases emitidos) que forma la columna de humo que cubre al volcán y puede alcanzar varios kilómetros de altura. Otras veces descienden sobre el cono volcánico a gran velocidad y a gran temperatura. Puede alcanzar hasta 1000 °C, formando las nubes ardientes, que lo arrasan todo a su paso y son, también, causantes de las fumarolas o desprendimientos gaseosos en épocas de calma.

Productos Líquidos

Estos productos son los que constituyen las lavas o materiales fundidos, más o menos pastosos y cuya temperatura suele ser superior a 1100 °C, los cuales al salir del cráter forman ríos o coladas de productos incandescentes. La extensión de las coladas depende de la fluidez de la lava la que, a su vez, depende de su composición química.

Las lavas están compuestas principalmente de silicatos y sílice, y pueden ser de los siguientes tipos:

Básicas. Aquellas que presentan un mayor contenido de calcio, hierro y magnesio, estas lavas son más fluidas y oscuras y tienden a cubrir enormes extensiones de terreno formando grandes mantos basálticos o coladas. Se solidifican con rapidez, y debido a su fluidez dejan escapar fácilmente los gases.

Ácidas. Son lavas muy ricas en sílice, muy viscosas y de colores claros. Debido a su viscosidad se quedan en las inmediaciones del cono volcánico o en muchas ocasiones se solidifican en el cráter, formando grandes tapones como agujas o pitones volcánicos y domos que, posteriormente, por la presión de los gases llegan a producir grandes explosiones siendo expulsados hacia el exterior en forma de piroclásticos.

MANIFESTACIONES POSTERUPCIÓN

Después de la erupción más o menos violenta de los volcanes, raramente suelen permanecer inactivos; generalmente continúan emitiendo gases o vapores de composición variada, a través del cráter o por los flancos, a los que se les denomina *fumarolas*.

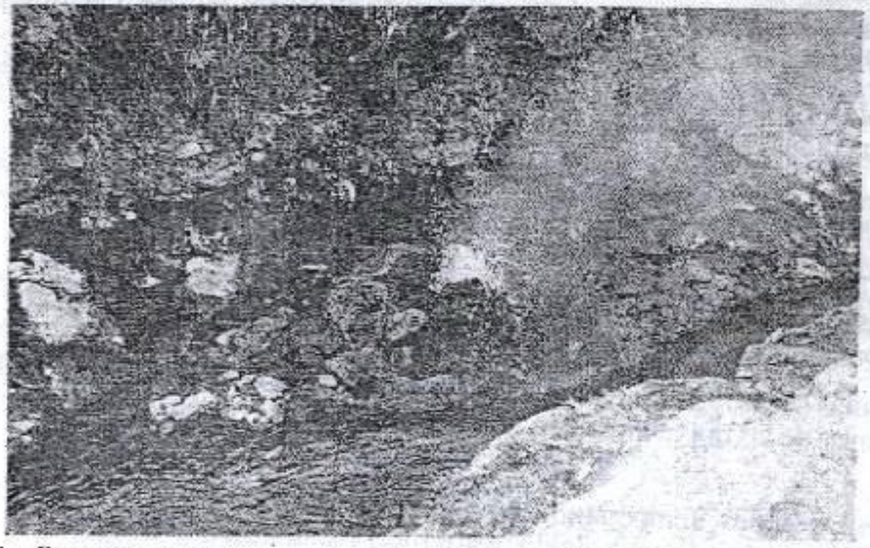


Fig.16.5 Pequeño geyser

Fig.16.6 Fumarola del volcán Tutupaca, Tacna.

Las fumarolas, según la composición química de los gases, vapores y la temperatura a la que son emitidas, reciben diversos nombres:

Fumarolas. Emisiones de gases (ClH, SH_2, S_2H_3 y $ClNH_2$) a elevadas temperaturas comprendidas entre 100 °C y 800 °C.

Solfataras. Cuando lo que predominan son los compuestos sulfurosos, emitidos a unos 200 °C, de los cuales se suelen desprender por sublimación el azufre, dando lugar a depósitos que son explotados.

Mofetas. Llamadas fumarolas frías, suelen surgir a temperatura ordinaria y los gases que predominan son CO y CO_2, en consecuencia, son letales.

Fumarolas secas. Son las emitidas a temperaturas de 500 °C y de composición semejante a las de las nubes ardientes, se les denomina seca por su escaso contenido de agua.

Fumarolas ácidas. Temperatura comprendida entre 300 °C y 500 °C, contienen gran cantidad de vapor de agua, ácido clorhídrico y sulfhídrico.

Fumarolas alcalinas. Son emitidas a temperatura inferior a los 200 °C pero sin bajar de los 50 °C, con mucho vapor de agua y compuestos amoniacales.

Géyseres. Consiste en surtidores de agua mezclada con vapor de agua a altas temperaturas (70 °C a 100 °C) que se proyectan a intervalos regulares, a veces a grandes alturas. El agua lleva una solución de sílice coloidal que se deposita al salir alrededor del canal, esta sustancia es conocida como geyserita. En este caso, la cámara magmática suele estar conectada con la superficie, de manera que el agua meteórica que penetra es convertida en vapor y expulsada en forma de chorro a gran altura.

Esta manifestación es conocida desde tiempo atrás en la región de Geysis (Islandia), de donde viene el nombre; allí se encuentra el Gran Geyser que expulsa una columna de agua de 40 metros de altura en intervalos que van de 24 a 30 horas. En Estados Unidos, en el parque de Yellowstone se encuentra el famoso Viejo Fiel, (Old Faithfull) que proyecta un chorro de 40 metros cada 65 minutos y el de Gigante que cada 24 horas lanza una columna de agua de 60 metros de altura y 2 metros de diámetro.

TIPOS Y EVOLUCIÓN DE LOS VOLCANES

De acuerdo al tipo de materiales volcánicos que se han acumulado para formar el cono, los volcanes se pueden clasificar en tres grupos:

Volcanes-escudo. Son domos constituidos casi exclusivamente por la extrusión de lava en erupciones tranquilas de tipo hawaiano. Son muchos más anchos que altos y la pendiente de sus laderas es inferior a 10°.

Volcanes intermedios. Son conos formados por la combinación de materiales piroclásticos y lava, depositados alrededor de la chimenea. Sus laderas presentan pendientes del orden de los 30°, como ejemplo se pueden citar a los volcanes Mayon en Filipinas y el Etna en Sicilia.

Estrato-volcanes. Constituidos casi exclusivamente por restos piroclásticos y, en particular, cenizas, acumulados alrededor de la chimenea. Las coladas de lava fluyen frecuentemente de su base y su altura no sobrepasa los 500 m, con pendientes del orden de 30° a 40° en sus flancos. Como ejemplo se pueden citar el Teide en Canarias, España, el Fujiyama en Japón y el Paricutín en México.

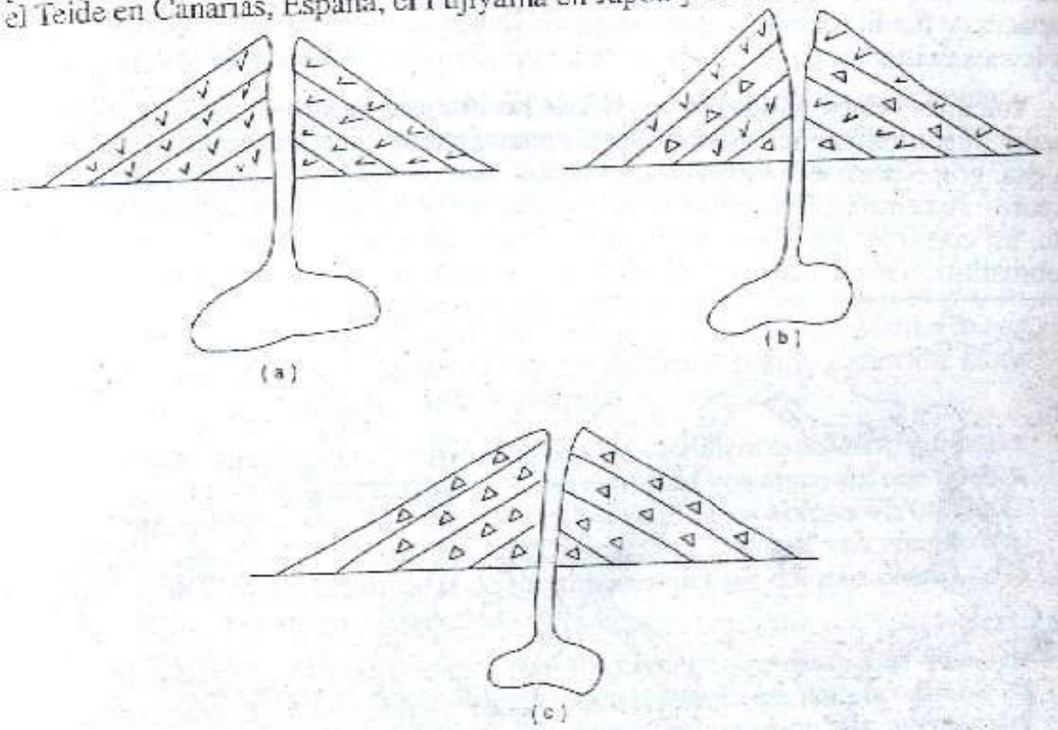


Fig. 16.7 Tipo y evolución de cráteres: a) volcán escudo; b) volcán intermedio, y c) estrato volcán.

DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA DE LOS VOLCANES

En la actualidad, se conocen en el mundo unos quinientos volcanes activos o que han presentado actividad en períodos históricos. Esta cantidad es, con toda seguridad, menor que la real, pues el vulcanismo submarino, cuantitativamente mucho más importante que el subaéreo, no ha empezado a ser conocido y estudiado hasta nuestros días.

La consideración del volcanismo como fenómeno geológico, esencial en la dinámica de las capas superficiales de la Tierra, ha permitido establecer las líneas generales de la distribución de los volcanes, basada en el origen de los mismos. La teoría de la expansión de los océanos y de la tectónica de placas explican de mane-

sarertnocnoside@hotmail.com

ra satisfactoria las causas a que obedece la distribución de los volcanes en la superficie terrestre. La primera conclusión que se puede establecer sobre dicha distribución es que los volcanes se localizan, esencialmente, en las zonas de expansión de la corteza terrestre, donde se produce el ascenso del magma procedente del manto, y en las áreas de compresión o de subducción, donde la corteza oceánica es reabsorbida por el manto y en la que se liberan grandes cantidades de energía, capaces de fundir rocas y originar magmas. Teniendo en cuenta lo mencionado, los volcanes existentes en la actualidad se agrupan en las siguientes zonas:

Volcanes relacionados con los rift de las dorsales oceánicas, a través de los cuales fluyen los magmas procedentes del manto y se originan los fondos oceánicos. A este grupo pertenecen los volcanes de las islas del Océano Atlántico (Islandia, Azores, Ascensión, Tristán da Cunha), los de las dorsales del Índico y del Pacífico, etc. así como los de África oriental. En general, los volcanes de este grupo son submarinos o insulares y su actividad es esencialmente de carácter efusivo.

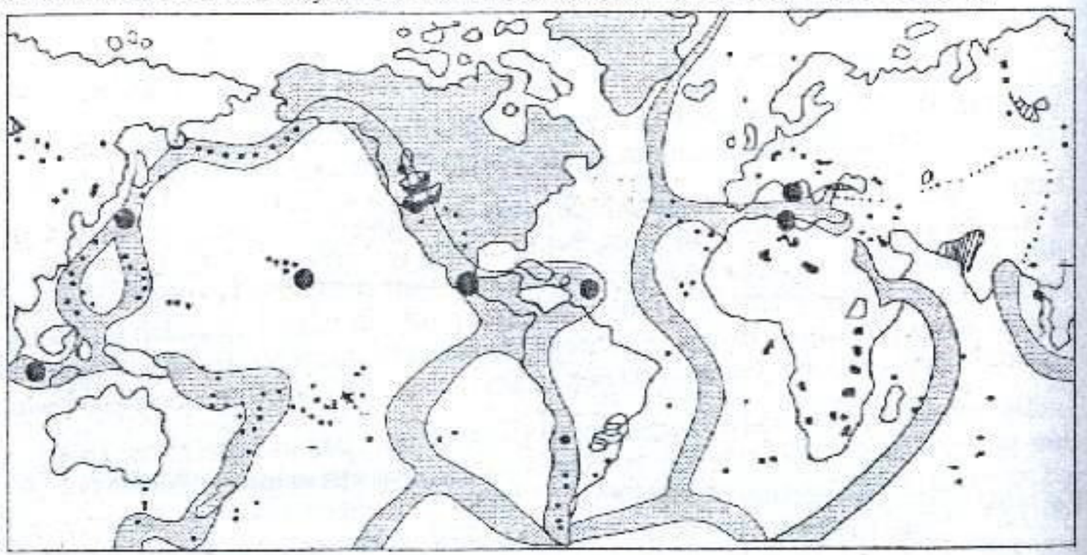


Fig. 16.8 Situación de las zonas volcánicas y sísmicas.

Volcanes de las zonas de compresión o de choque de placas de la litósfera. Comprende a los volcanes del Cinturón de Fuego del Pacífico, como los de los Andes, de América Central, México, Alaska, Kamchatka, Japón, Islas Marianas, Filipinas, Indonesia y Nueva Zelanda. En este grupo deben incluirse los volcanes del la zona mediterránea originados por las compresiones desarrolladas por el choque de las placas euroasiática, africana e índica, que dieron lugar al sistema de cordilleras alpinas. La mayor parte de los volcanes de esta zona son subaéreos y de notable carácter explosivo. Resumiendo, en esta zona se engloban los volcanes localizados en los dos cinturones orogénicos plegados durante la orogenia alpina y andina.

Volcanes de plataformas continentales, de tipo fisural, como los del Decán, Tibesti, etc., o de aparatos complejos como los del Macizo Central francés, del Camerún, etc.

Volcanes de las guirnaldas insulares no situadas en zonas orogénicas, como los de Hawai y Touamotou, en el Océano Pacífico, o de las dorsales asísmicas del Río Grande y de Walvis, en el Atlántico.

Las dos últimas zonas volcánicas mencionadas corresponderían, según algunos geofísicos, a las áreas con altos flujos de calor, que denominan *puntos cálidos*, y cuyo origen aún no está claro.

VOLCANES EN EL PERÚ

En la zona sur del Perú, aproximadamente entre el paralelo 15° hasta la frontera con Chile, que comprende los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna, existe un alineamiento montañoso con numerosos conos volcánicos, que forman parte de la Cadena Occidental o Volcánica de los Andes del Sur, que a su vez es parte del «Círculo de Fuego del Pacífico». La mayoría de los volcanes de esta cadena se encuentran fuertemente erosionados por la glaciación pleistocénica, mas no así el Misti, Ubinas y Yacumane, que son considerados modernos, post glaciales. Todos están en estado de extinción ?apagados? a excepción del Misti, Ubinas y Tutupaca que están aparentemente en fase fumarólica de posible extinción. Hace poco sucedió un despertar del volcán Sabancaya.

La cordillera andina del sur, conocida como la cordillera volcánica, por haber sido en tiempos pasados escenario de intensa actividad volcánica del que quedan sorprendentes testimonios en el Valle de Fuego y Valle de los Volcanes (Andahua). Los testimonios como el Cañón del Colca, numerosos cráteres, volcanes apagados, etc., se atribuyen a la erupción de los volcanes del sur del país dentro de la época geológica denominada Cuaternario.

El Perú alberga unos 400 volcanes post miocénicos, (inventario de volcanes realizado por INGEMMET) la mayor parte poco reconocibles por encontrarse en un estado muy avanzado de destrucción a causa de la erosión por agentes del intemperismo.

La mayor parte de los volcanes se distribuyen sobre la margen occidental andina de la placa continental sudamericana, los cuales están íntimamente ligados a los procesos dinámicos de los segmentos de subducción de la placa de Nasca, con ángulo de 30°, y está ausente en aquellos segmentos donde la placa oceánica es de ángulo bajo, menor o igual a 10°.

Este vulcanismo constituye un arco magmático que se ubica de manera más o menos paralela a la fosa oceánica Perú-Chile. Las erupciones de estos volcanes están asociadas a magmas de tipo intermedio o de composición andesítica, lo cual genera erupciones cuyo grado de peligrosidad es variable; además, hay que tener presente que la mayoría de los volcanes en el sur del país sobrepasan los 5 000 metros de altitud, por lo que tienen una cubierta de hielo y nieve, lo que eleva el índice de peligrosidad ante pequeñas erupciones, por la generación de avalanchas o lahares.

PRINCIPALES VOLCANES EN EL PERÚ

Lugar	Coordenadas Geográficas		Altitud (m)	Litología	Observaciones
	Lat.	Long.			
1. Ampato (Prov. Chivay Dpto. Arequipa).	15 42'	74 20'	6320	Estrato volcán andesítico	En 1784 humeaba y despedía fuego por efecto sísmico.
2. Antajave (Paso Livini, Dpto.Tacna)	16 20'	69 51'	5363	Estrato volcán andesítico	
3. Arechua (Prov. Ilave, Dpto. Puno)	16 36'	70 02'	5358	Estrato volcán andesítico	
4. Calientes (Prov. Candarave, Dpto. Tacna)	17 10'	70 11'	5358	Estrato volcán traquiandesítico piroclástico.	Actividad fumarólica.
5. Carcave (Prov. Tarata, Dpto. Tacna)	17 01'	70 08'	5366	Estrato volcán andesítico.	
6. Condorpico (Maure, Tacna)	17 32'	69 47'	5450	Estrato volcán, aglomerados, flujos de lava y brechas andesíticas. Estrato volcán andesítico.	
7. Coropuna	15 31'	72 42'	6425	Estrato volcán andesítico.	Actividad fumarólica moderada por un boquete en el flanco sur.
8. Chachani (Dpto. Arequipa)	16 12'	71 32'	6075	Estrato volcán andesítico, traquiandesítico	Claustro de 6 volcanes cubiertos de nieve.
9. Chajina (Prov. Tarata, Dpto.Tacna)	17 15'	70 03'	4970	Estrato volcán andesítico y traquiandesítico	
10. Chila (Maure-Tacna)	17 12'	69 42'	5184	Estrato volcán andesítico.	
11. Chuquianante (Candarave-Tacna)	17 05'	70 27'	5577	Caldera andesítica	

Lugar	Coordenadas Geográficas		Altitud (m)	Litología	Observaciones
	Lat.	Long.			
12. Huacha (Oroya-Junín)	11 54'	75 41'	4797		
13. Huanoure	17 08'	69 41'	5091	Estrato volcán andesítico	
14. Huainaputina (Omate-Moquegua)	16 35'	70 52' W	4800	Estrato volcán, andesítico	Actividad explosiva de extraordinaria potencia, el 19 de febrero de 1600 destruyó totalmente el edificio volcánico, sus cenizas llegaron hasta Arequipa. En la actualidad no ofrece ningún signo de actividad.
15. Isccampu (Maure-Tacna)	17 15'	69 58'	5340	Estrato volcán, flujos de lava y piroclásticos.	
16. Iscailarjanco (Tarata-Tacna)	17 01'	70 05'	5400	Estrato volcán andesítico.	
17. Jucure (Maure-Tacna)	17 19'	69 58'	5283	Estrato volcán andesítico	
18. Kapia (Juli-Puno)	16 20'	69 08'	4810	Estrato volcán andesítico	
19. López Extraño (Tarata-Tacna)	17 10'	70 06'	5414	Estrato volcán andesítico	
20. Misti (Arequipa)	16 18'	71 25'	5825	Estrato volcán, andesítico.	
21. Paucarani (Maure-Tacna)	17 28'	69 47'	5400	Estrato volcán, andesítico y traquiandesítico	Actividad fumarólica moderada
22. Pucarauras (Andahua-Arequipa)	15 26'	72 21'	3923	Piroclastos, brechas y tufos	Volcán más alto en un grupo de 60 volcancitos en el valle de los volcanes, de Andahua.

Lugar	Coordenadas Geográficas		Altitud (m)	Litología	Observaciones
	Lat.	Long.			
23. Pisarane (Maure-Tacna)	17 19'	69 42'	1160	Estrato volcán andesítico	
24. Sabancaya (Dist. Chivay, Dpto. Arequipa)	15 48'	71 52'	5795	Estrato volcán andesítico	
25. Quinsachata (Prov. Canchis, Dpto. Cuzco)	14 22'	71 10'	4829	Domo lávico, andesítico basaltico	
26. Sara Sara (Caraveli-Arequipa)	17 20'	73 27'	5522	Estrato volcán, andesítico.	
27. Solimana (dist.Chuquibamba; Dpto. Arequipa	15 25'	72 54'	6318	Estrato volcán andesítico.	
28. Scravico Maure-Tacna	17 07'	70 08'	5207	Estrato volcán andesítico, flujos de lava y brechas.	
29. Suquinua Caillorna-Arequipa	15 19'	71 41	4829	Escudo basalto-olivínico	
30. Ticsani Ichuña-Arequipa	16 46	70 36'	5415	Estrato volcán riolítico	
31. Toccoraque Maure-Tacna	17 04'	69 40'	4985	Estrato volcán, flujos de lava y piroclásticos.	
32. Tutupaca o Candarave.	17 02'	70 22'	5808	Estrato volcán, andesítico	
33. Ubinas Dist. Ubinas, Dpto. Moquegua.	16 21'	70 54'	5672	Estrato volcán, andesítico	
34. Yucamane Dist. Candarave, Dpto. Tacna	17 11'	70 11'	5508	Estrato volcán, andesítico	
35. Pichupichu, Dpto. Arequipa	16 26'	71 14'	3315	Estrato volcán, andesítico	

(Según Parodi, A. 1975)

Fig. 16. 9 Vista del volcán Tutupaca, Tacna

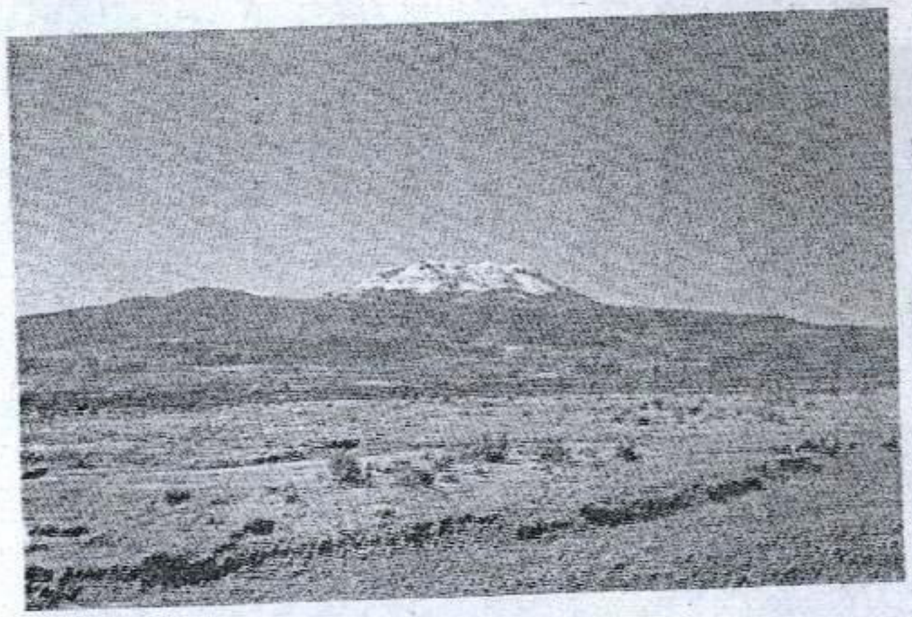


Fig. 16.10 Vista del volcán Sara Sara, Caraveli, Arequipa.

Fig. 16.11 vista del volcán Ubinas, Moquegua

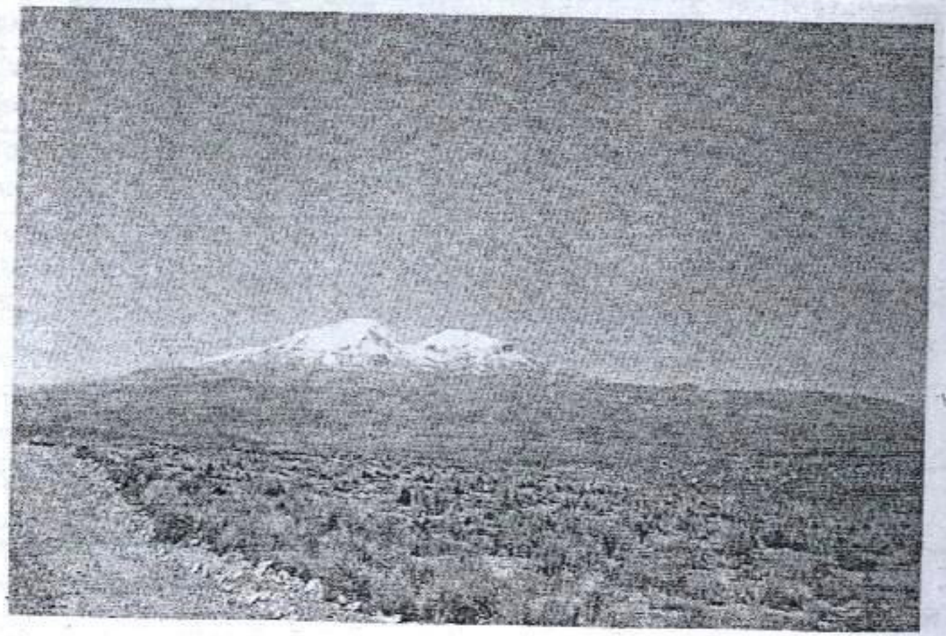


Fig. 16.12 Vista del volcán Coropùna, Arequipa

Fig. 16.13 Vista del volcán Tutupaca

Capítulo XVII

TERREMOTOS

SISMOLOGÍA

Con frecuencia, los medios de comunicación ponen de manifiesto ciertos hechos ocurridos en ciudades, asoladas por grandes terremotos que han causado ingentes daños materiales y gran número de víctimas. Los terremotos o seísmos son, probablemente, catástrofes ante las cuales el hombre se siente más indefenso y aterrado.

La rama de la Geofísica que estudia los seísmos o terremotos se denomina Sismología, cuyos objetivos principales son dos:

1) La investigación de las causas y modalidades de los fenómenos sísmicos orientada hacia su posible previsión y control con objeto de limitar los graves daños y el gran número de víctimas que producen.
2) El estudio de la propagación de las ondas sísmicas por el interior de la Tierra, a fin de conocer la estructura de nuestro planeta. La mayor parte de la información disponible sobre el interior de la Tierra ha sido proporcionada por la Sismología.

LOS TERREMOTOS

Los terremotos son movimientos vibratorios que se originan en zonas internas de la Tierra, cuando las rocas que han sido distorsionadas más allá de su resistencia; finalmente se rompen y liberan energía que se propaga por los materiales de la misma en todas direcciones en forma de ondas elásticas denominadas ondas sísmicas. Estas ondas son semejantes a las producidas por el impacto de una piedra en el agua de un estanque tranquilo.

Los grandes terremotos raramente son fenómenos aislados, con frecuencia van precedidos de sacudidas poco importantes denominadas sismos *premonitorias* o *sismos precursores* el control de ellos han permitido predecir la proximidad de terremotos importantes, con diversos resultados y seguidos, a veces, durante largos períodos de tiempo, de otras más pequeñas no percep-

tibles por el hombre y que se denominan *réplicas*. En los grandes temblores de tierra, el estado de agitación sísmica puede durar meses.

De todos los terremotos que suceden cada año, probablemente sólo uno o dos producen efectos espectaculares, como deslizamientos de tierra, levantamientos o depresión de grandes masas de tierra. Aproximadamente unos cien de ellos son lo suficientemente fuertes cerca de su origen como para destruir vidas humanas y propiedades; el resto, sin embargo, son demasiado débiles para causar efectos importantes.

ELEMENTOS DE UN TERREMOTO

El punto interior donde se origina un terremoto se denomina *hipocentro* o *foco*, y el de la superficie terrestre donde aquél presenta mayor intensidad, *epicentro*, en la mayor parte de los casos, el epicentro se halla en la vertical del hipocentro. La profundidad en que se encuentra el foco de un seísmo varía desde pocos kilómetros hasta algo más de 700 kilómetros. Dicha profundidad, como veremos más adelante, tiene gran importancia en los efectos que produce un seísmo (Fig. 17.1).

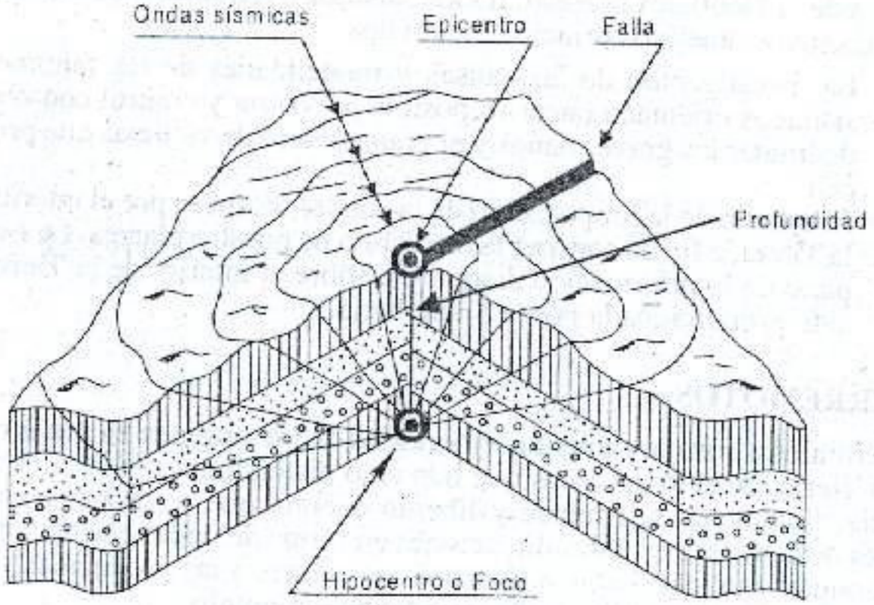


Fig. 17.1 Elementos constitutivos de un terremoto o seismo.

La magnitud del movimiento del suelo o para ser más exactos, la cantidad de energía disipada en cualquier punto del terreno, se llama *intensidad* del terremoto en tal punto. La intensidad de la mayoría de los terremotos disminuye rápidamente a medida que se aleja del epicentro.

Para muchos terremotos de los que se tienen información suficiente es posible dibujar las líneas de igual intensidad (líneas isosistas) alrededor del epicentro, tales líneas tienen generalmente una disposición circular o elíptica (Fig. 17.2).

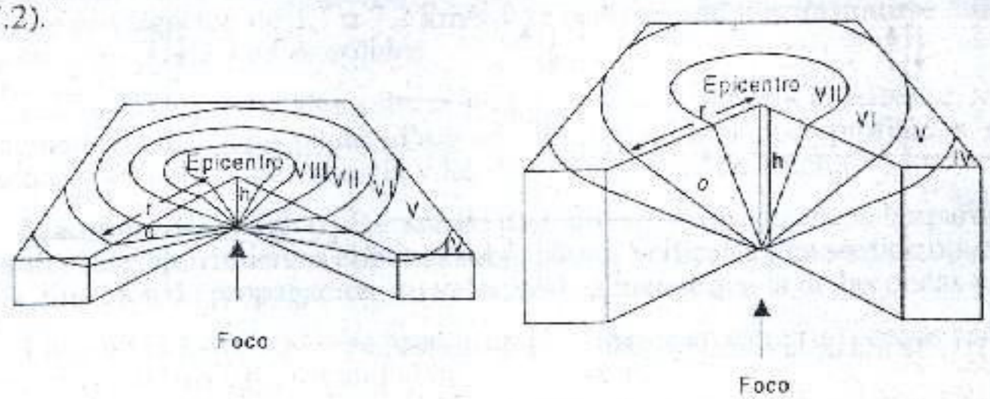


Fig. 17.2 Líneas isosistas de dos terremotos de la misma magnitud pero producidas a distintas profundidad. La intensidad del foco muy próximo a la superficie es más alta que el del foco profundo.

CAUSAS DE LOS TERREMOTOS

Las causas de los terremotos se deben buscar en el hecho de que la corteza terrestre está siendo constantemente curvada o deformada. Las razones de esta deformación no han sido claramente explicadas, sin embargo, se puede decir que como resultado de la existencia de fuerzas, flexiones y deformaciones de la corteza terrestre, existe una tendencia a que el movimiento ocurra en ciertas zonas de la Tierra, en las cuales está concentrada esta deformación y la consiguiente actividad sísmica, ejemplo, las márgenes del Océano Pacífico.

Sin tener en cuenta la ubicación geográfica de estas áreas, podemos decir que las fallas se presentan allí donde la flexión de la Tierra excede la capacidad de la roca deformada de resistir a la fractura. Las rocas son elásticas, hasta cierto punto, así que mientras se curven poco la deformación puede ser absorbida por una simple dobladura de las rocas sin fracturarse. Esta curvatura tiene lugar dentro del margen de elasticidad, de modo que la roca volverá a la posición original en caso de desaparecer las fuerzas causantes de la deformación.

Se puede imaginar una deformación como la que se muestra en la fig. 17.3, en la cual una línea de puntos situados sobre una fractura en potencia, es curvada elásticamente. Si la deformación continúa, la resistencia de la roca será sobrepasada en algún punto y tendrá lugar la fractura y el desplazamiento rápido. Esta fractura libera toda o la mayor parte de la energía de cizallamiento almacenada en la roca por la deformación, la línea volverá a posiciones como se muestra en la figura y la disipación de la energía tendrá lugar en forma de ondas sísmicas que se propagan por las rocas circundantes. Esta explicación

del origen de las fallas ligadas a terremotos se ha llamado la *teoría de la reacción elástica o rebote elástico.*

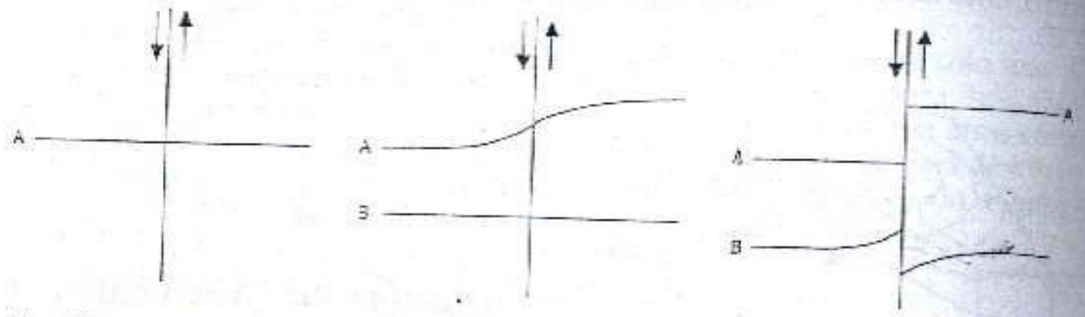


Fig. 17.3 Teoría de la reacción elástica o rebote elástico.

ONDAS SÍSMICAS

La energía liberada por un terremoto se propaga a partir del hipocentro en forma de ondas sísmicas que ya han sido definidas anteriormente (Cap III). Tales ondas son en esencia vibraciones que pueden ser definidas por: a) su período o tiempo transcurrido entre dos posiciones idénticas; b) la longitud de onda o distancia entre puntos equivalentes; y c) su amplitud, que es la extensión de la vibración. Si referimos a una onda en la superficie del agua, el período es el tiempo que necesitan dos crestas consecutivas para pasar por un mismo punto; la longitud de la onda es la distancia entre las crestas y la amplitud es la altura de la onda.

Dichas ondas, detectadas por los sismógrafos y registradas en los sismogramas, permiten conocer las principales características del terremoto que las produjo. El estudio de gran número de sismogramas ha permitido diferenciar dos tipos principales de ondas sísmicas: **las internas**, divididas a su vez en ondas longitudinales «P» y transversales «S»; y las **superficiales**, divididas igualmente en ondas Rayleigh «R» y las ondas Love «L».

Las ondas internas son las más rápidas y, por tanto, las primeras que registran los sismógrafos. Su velocidad de propagación depende de la naturaleza del medio sólido por el cual se trasmiten, en especial, de su densidad y de sus propiedades elásticas. En general, estas ondas aumentan su velocidad de propagación con la densidad y con la profundidad, pues en el interior de la Tierra la densidad de los materiales aumenta con aquélla. De los tipos de ondas internas mencionadas:

Las **ondas *longitudinales***, que también se les denomina ondas «P» (de «primaria»), provocan en las partículas sólidas afectadas movimientos en el mismo sentido que la dirección de propagación, siendo, por tanto, ondas de compresión y distensión. Su velocidad oscila entre 6 y 13,6 km/s son las primeras en ser detectadas por los sismógrafos y se caracterizan por propagarse a través de los medios sólidos y fluidos.

Las ondas *transversales* producen en las partículas afectadas movimientos perpendiculares a la dirección de propagación; son, pues, ondas de cizalladura. Se les denomina, también, ondas «S» (de «secundarias»), presentan velocidades de propagación de 3,7 a 7,2 km/s y se caracterizan por trasmitirse únicamente a través de medios sólidos.

Las ondas superficiales sólo se propagan por la superficie terrestre, y se originan a partir de las ondas «P» y «S». En los seísmos poco profundos, son las que transportan más energía y las de mayor efecto destructor.

Las ondas Rayleigh o «R» son de período largo y producen en las partículas afectadas movimientos elípticos sobre planos verticales y en sentido opuesto a la dirección de propagación, su velocidad es menor que la de las ondas «S».

Las ondas Love o «L» se producen únicamente en estratos rocosos caracterizados por una baja velocidad de propagación.

En el interior de la Tierra, las ondas «P» y «S» sufren reflexiones, refracciones y amortiguaciones que indican la falta de homogeneidad de los materiales por los que se propagan. A las zonas del interior de la Tierra, en las que se produce una brusca variación de la velocidad y dirección de propagación de las ondas sísmicas, se les denomina *discontinuidades sísmicas*, cuya existencia indica cambios notables en la composición o en el estado físico de los materiales, mediante estos datos ha sido posible establecer el modelo estructural de ésta en las tres capas ya mencionadas: corteza, manto y núcleo.

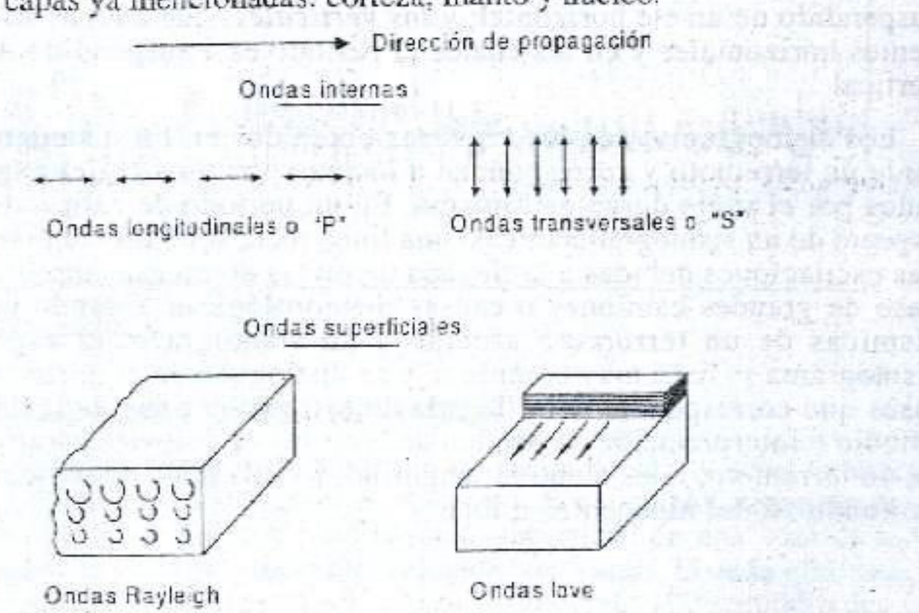


Fig. 17.4 Tipos de ondas sísmicas. La dirección de propagación en todos los casos es de izquierda a derecha. La dirección de movimiento de las partículas está indicada por las flechas.

SISMÓGRAFOS Y SISMOGRAMAS

Los sismógrafos son aparatos que detectan y miden de manera continua las ondas sísmicas originadas en un terremoto. Los primeros sismógrafos de precisión utilizados para la medición de las ondas sísmicas aparecieron a finales del siglo XIX.

La determinación de las características de un movimiento requiere la existencia de puntos de referencia que no estén afectados por él. La medición de las ondas sísmicas sería muy fácil si fuese posible instalar los instrumentos sobre una base independiente del suelo, que es lo que se mueve durante los terremótos; pero esto es imposible. El problema de la construcción de los sismógrafos fue resuelto aplicando el principio de la inercia. El sismógrafo, es simplemente, un péndulo al que van acoplados diversos mecanismos de amplificación, de amortiguación, de registro, etc. Puesto que el movimiento vibratorio producido por un terremoto tiene tres componentes, uno vertical y dos horizontales; se necesitarán tres sismógrafos convenientemente orientados, cada uno de los cuales registrará uno de dichas componentes.

Según la disposición del péndulo se distinguen dos tipos principales de sismógrafos: ***los horizontales***, que registran la componente vertical del movimiento sísmico y están formados por un péndulo de gran masa suspendido de un eje horizontal; y ***los verticales***, que anotan las componentes horizontales y en los cuales el período está suspendido de un eje vertical.

Los sismogramas son los registros obtenidos en los sismógrafos durante un terremoto y corresponden a los movimientos reales experimentados por el suelo durante el mismo. En un período de calma sísmica el aspecto de un sismograma es casi una línea recta sólo alterada por pequeñas oscilaciones debidas a la llegada de ondas de escasa amplitud, como paso de grandes camiones o causas meteorológicas. Cuando las ondas sísmicas de un terremoto afectan a un sismógrafo, el aspecto del sismograma se hace muy complejo, y se distinguen en el mismo diversas fases que corresponden a la llegada de diferentes tipos de ondas, de su estudio e interpretación se pueden deducir las principales características de un terremoto, tales como la magnitud, localización del epicentro y la profundidad del hipocentro o foco.

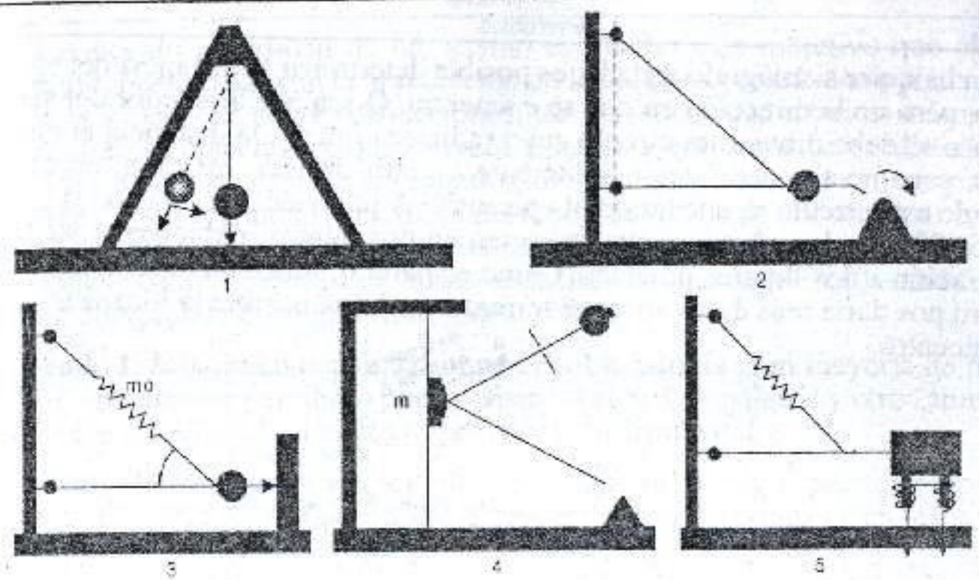


Fig. 17.5 Diversos tipos de sismógrafos:1) péndulo para la medida de la componente horizontal; 2) sismógrafo horizontal de registro mecánico; 3) sismógrafo vertical ; 4) sismógrafo horizontal con registro fotográfico y 5) sismógrafo vertical con registro electromagnético.

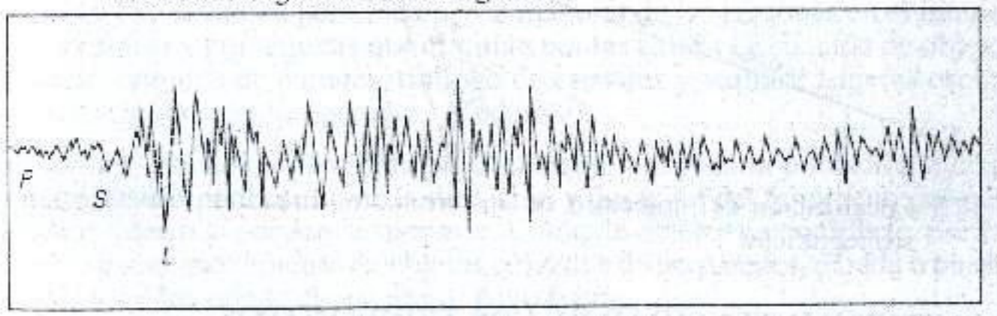


Fig. 17.6 Sismograma

LOCALIZACIÓN DE LOS TERREMOTOS

Si se conocen los tiempos de recorrido de las ondas «P» y «S», es fácil calcular la distancia del sismógrafo al epicentro. Por ejemplo, supongamos que queremos localizar un terremoto bastante superficial en una zona de la corteza en la que la onda «P» tiene una velocidad de 5 km/s, la onda «S», una velocidad de 3 km/s y que la onda «S» llega al sismógrafo 100 segundos después de la onda «P». La distancia «d» se encuentra mediante la expresión:

$$\frac{d}{5} + 100 = \frac{d}{3}$$

En cualquier sismógrafo aislado, es posible determinar la distancia del epicentro, pero no la dirección en que se encuentra. O sea que alrededor del sismógrafo se debe dibujar un círculo cuyo radio sea igual a la distancia al epicentro, pero no se puede decir, solamente a partir de una estación, en qué punto de este círculo se encuentra el epicentro. A partir de dos estaciones podremos dibujar dos círculos que se cortan en dos puntos, reduciendo así su localización a dos lugares posibles. Como es natural, una tercera estación de registro nos daría más datos sobre el terremoto y haría posible la localización del epicentro.

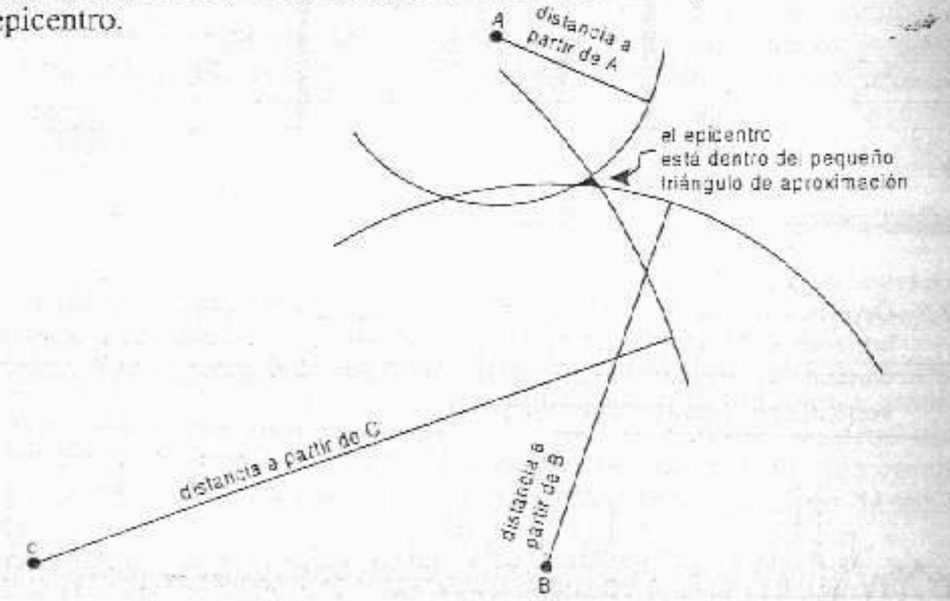


Fig. 17.7 Localización del epicentro de un terremoto, utilizando tres estaciones sismográficas.

MAGNITUD E INTENSIDAD DE LOS TERREMOTOS

Desde que la sismología alcanzó un carácter plenamente científico, los sismólogos intentan establecer criterios lo más precisos posibles para determinar la importancia de los terremotos. En la actualidad, se utilizan para ello dos parámetros: uno objetivo, *la magnitud*, y otro más subjetivo, *la intensidad*.

Mediante la magnitud de un seísmo se intenta determinar la cantidad de energía liberada en su foco. Se calcula midiendo en el sismograma correspondiente la amplitud máxima que alcanzan ciertas ondas sísmicas en un determinado tipo de sismógrafo. La magnitud es, pues, el parámetro más objetivo para conocer la violencia intrínseca de un terremoto. La escala de magnitudes más usada en la actualidad fue establecida por el sismólogo estadounidense Ch. F. Richter y comprende diez grados, del 0 al 9, donde cada grado es diez veces superior al precedente.

El concepto intensidad de un seísmo es mucho más subjetivo que el de magnitud, pues se basa en la apreciación de los efectos producidos por el mismo en la superficie, sobre edificaciones, etc. La intensidad máxima de un terremoto, en el epicentro y que decrece a medida que aumenta su distancia, depende en primer lugar de la magnitud del mismo, es decir, de su violencia intrínseca, y en segundo lugar, de la profundidad donde se encuentra el foco; es más intenso cuanto más superficial sea el hipocentro. Para conocer las intensidades sísmicas se utilizan varias escalas, como la de Mercalli modificada, que comprende doce grados de intensidades:

Grado I. Movimiento sísmico imperceptible para la gran mayoría de personas y únicamente percibido por los sismógrafos. Los pájaros y otros animales pueden manifestar un cierto desasosiego. Instrumental.

Grado II. Movimiento percibido por ciertas personas, especialmente las que se encuentran en ambientes apacibles, echadas o recostadas y en los pisos superiores de los edificios. Muy débil.

Grado III. Sacudidas detectadas por muchas personas en el interior de las casas, aunque, en ocasiones, no las reconocen como un seísmo, sino como debido al paso de camiones. Pueden llegar a percibirse la duración y la dirección del movimiento. Ligero.

Grado IV. Sacudida percibida por la mayoría de las personas en el interior de los edificios y por algunas que circulan por las calles. Oscilación de objetos colgantes, crujidos de paredes, tintineo de cristales y vajillas. Ligeras oscilaciones de algunos coches parados. Moderado.

Grado V. Sacudida percibida prácticamente por toda la población afectada, estimándose perfectamente la dirección y duración del fenómeno; las personas que duermen pueden despertarse. Caída de objetos en equilibrio, oscilación de puertas, movimiento de objetos colgados de las paredes, parada o puesta en marcha de los relojes de péndulo. Algo fuerte.

Grado VI. Lo sienten todas las personas, las cuales tienden a abandonar los edificios; las que se hallan en movimiento pueden sufrir ciertas vacilaciones al desplazarse. Rotura de cristales, vajillas, platos, caída de estanterías, cuadros y objetos colgados de las paredes, oscilación de muebles pesados, resquebrajamiento de tabiques, enlucidos y muros de poca calidad. Suenan espontáneamente las campanas de las iglesias. Fuerte.

Grado VII. Se hace difícil permanecer de pie durante las fases principales de sacudidas con esta intensidad; perceptibles en automóviles en movimiento; rotura de muebles, aleros y tejados débiles; desprendimiento de enlucidos de yeso, cal y piedra, cornisas y adornos arquitectónicos. Los daños en edificios bien proyectados y construidos son escasos, pero pueden ser considerables en construcciones de deficiente calidad. Se producen olas en la superficie de los estanques y se enturbian las aguas. Tañido general de campanas. Muy fuerte.

Grado VIII. Perturbaciones notables en la conducción de automóviles, frecuente pérdida del control; caída de tabiques, monumentos, torres, depósitos elevados, etc.; las casas de madera se mueven sobre sus cimientos y pueden caer; rupturas de cercas deterioradas, cambios de caudal o nivel en manantiales y pozos, desprendimientos de terrenos con grandes pendientes. Destructivo.

Grado IX. Pánico general entre la población. Rotura de conducciones subterráneas, agrietamiento del suelo, destrucción de puentes, deformaciones en los rieles de los ferrocarriles. En zonas aluviales, expulsión de arenas y fangos. Serios daños en edificaciones y cimientos; derrumbamiento total de muros de no muy buena calidad. Ruinoso.

Grado X. Destrucción de la mayor parte de estructuras de mampostería y de madera, incluso en sus cimientos; graves daños en presas, muros de contención, etc.; graves derrumbamientos y desplazamientos de terrenos. Algunos edificios bien construidos experimentan daños de consideración; desbordamiento de agua en canales, lagos, ríos, etc. Desastroso.

Grado XI. Prácticamente no queda en pie ninguna estructura de mampostería. Las conducciones subterráneas quedan fuera de servicio. Graves daños en edificios, incluso de buena calidad. Muy desastroso.

Grado XII. Desaparición prácticamente total de todo rastro de construcción humana. Grandes desplazamientos de tierras, proyección de objetos hacia lo alto, formación de grandes fallas, notables deformaciones en el terreno. Se producen grandes cambios en la topografía de las zonas afectadas. Catastrófico.

MAREMOTOS O TSUNAMIS

Frecuentemente, los terremotos con epicentros que se localizan en áreas oceánicas, originan olas gigantescas que se desplazan a grandes velocidades y arrasan las zonas costeras al llegar a las mismas. Estas olas se denominan maremotos o tsunamis. Las olas de un maremoto se producen por hundimiento o deformación de amplias zonas de los fondos marinos debido a la acción de los seísmos. La longitud de onda (distancia entre dos crestas consecutivas) de dichas olas suele ser muy grande, de ahí que en alta mar pueden pasar desapercibidas a los navíos; su velocidad de desplazamiento es del orden de varios centenares de kilómetros por hora. A medida que se aproximan a las zonas costeras, las olas de un maremoto aumentan de altura, debido a la disminución de la profundidad, y pueden alcanzar hasta 30 metros.

En las costas, la llegada de las olas de un maremoto va precedida de una amplia retirada del mar que puede durar varios minutos. Los maremotos son frecuentes en el Océano Pacífico, pero se conocen igualmente en el Océano Atlántico y en el Mar Mediterráneo. Dada la frecuencia con que se producen estos fenómenos en el Pacífico y los graves daños que originan, existe un sis-

tema de alerta, el *Tsunami Warning System*, centralizado en el Observatorio Geofísico de Honolulú, que avisa a las áreas costeras de dicho océano sobre la posibilidad de formación de maremotos.

TECTÓNICA DE PLACAS Y TERREMOTOS

Existe una relación muy estrecha entre los terremotos y la Deriva Continental, pudiéndose considerar aquellos como efecto inmediato del movimiento de las placas. Un mapa de ubicación de terremotos en el mundo nos mostrará que una gran mayoría están situados en los límites entre placas.

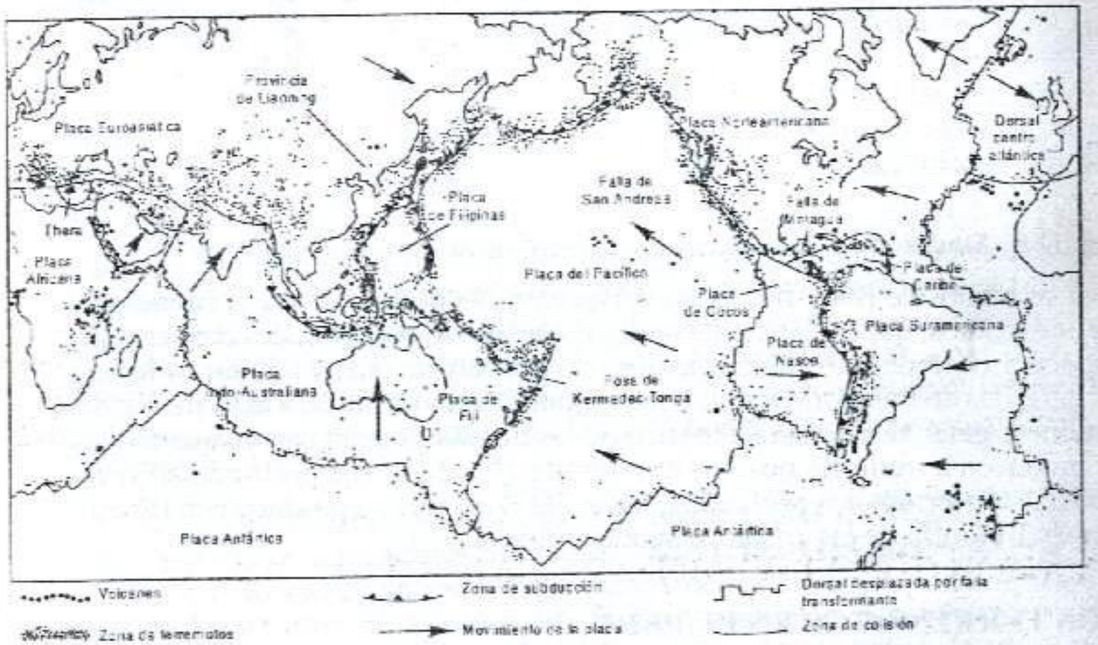


Fig. 17.8 Distribución geográfica de los terremotos en el mundo que muestra la relación entre las placas tectónicas más importantes y los terremotos y volcanismos recientes. Los epicentros de terremotos están representados por círculos pequeños y los volcanes por círculos grandes.

Los terremotos se suelen clasificar en superficiales, intermedios y profundos. También, como en el caso de los volcanes, están relacionados con los distintos tipos de contactos entre placas. Y así los «superficiales» producidos a pocos kilómetros de profundidad hasta 60 km están relacionados esencialmente con las dorsales oceánicas, donde los terremotos existentes son exclusivamente de este tipo. Los terremotos «profundos» situados exclusivamente a lo largo de los «planos de Benioff» de las zonas de subducción, se localizan hasta profundidades de 300 a 700 km y su origen es, evidentemente, producto de la fricción que se producen entre ambas placas.

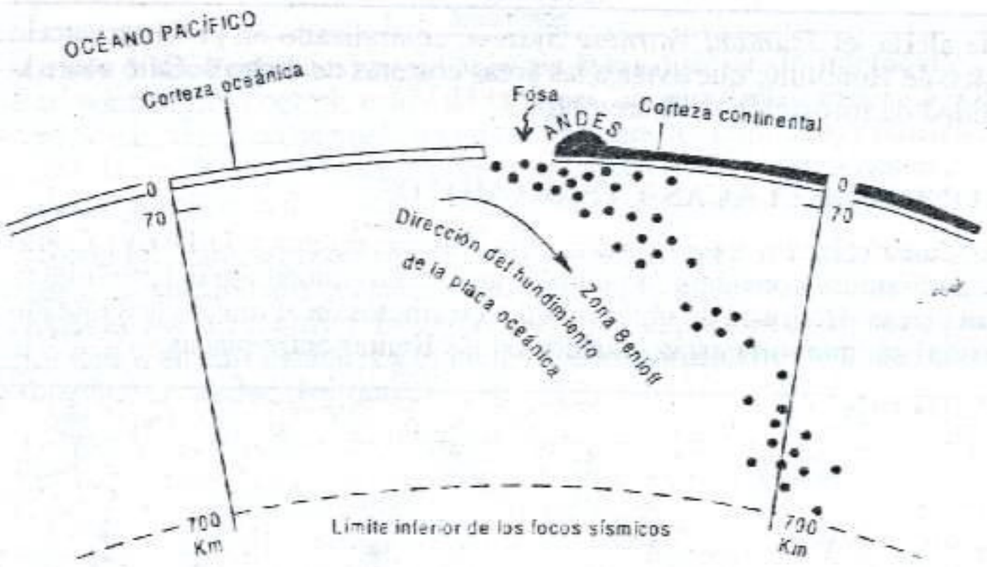


Fig. 17.9 Situación de los terremotos a lo largo de la zona de Benioff.

Los planos de Benioff quedan perfectamente definidos por la situación de los terremotos, que lógicamente incluyen desde los superficiales hasta los profundos. Los terremotos «intermedios» se pueden encontrar también a lo largo de las fallas de transformación, y su profundidad es desde 60 km hasta 300 km. En líneas generales, lo característico de las dorsales oceánicas, es que allí sólo se producen terremotos poco profundos, de 10 a 20 km de profundidad, mientras que los terremotos profundos, hasta 700 km, sólo se producen en los «planos de Benioff» de las zonas de subducción.

LOS TERREMOTOS EN EL PERÚ

Según E. Silgado (1978) en su «Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú 1513-1974», en el siglo pasado, ocurrieron devastadores movimientos sísmicos en Arequipa 1582, 1600 y 1784; la Ciudad Imperial del Cusco, en 1650; Trujillo, en 1618 y 1725. Durante el siglo XIX sucedieron varios sismos, uno de los principales por su intensidad fue el de 1868, que devastó Arequipa, Tacna y Arica. Este movimiento fue seguido de un tsunami que puso en conmoción a todo el Océano Pacífico, llegando a las alejadas playas del Japón, Nueva Zelandia y Australia.

En el presente siglo, notables fueron, por la intensidad y estragos que causaron, los terremotos que afectaron a Piura y Huancabamba (1912), Caravelí (1913), Chachapoyas (1928), Lima (1940), Nasca (1942), Quiches, Ancash (1946), Satipo (1947), Cusco (1950), Tumbes (1953), Arequipa (1958 y 1960), Lima (1966), Chimbote y Callejón de Huaylas (1970), Lima (1974).

A través de toda la información de que se dispone y que cubre un período de más de 400 años, los sismos han dejado en el Perú un saldo trágico aproximado de 80 000 muertos, decenas de millares de heridos y destrucción material de millones de soles.

La actividad sísmica que se desarrolla a lo largo de la margen Pacífico y en la Cordillera Oriental de los Andes es la manifestación de un tectonismo profundo. Las determinaciones epicentrales cuya cantidad aumenta y calidad mejora en detectabilidad, debido a la instalación de una red de sismógrafos que permite tener una mejor idea de la repartición de focos sísmicos en el territorio peruano.

Como una regla establecida por Gutemberg y Richter (1954), los focos superficiales (0-65 km) bordean la región costera y el flanco occidental de la cordillera, entremezclándose con algunos focos de profundidad intermedia (65-300 km). Los terremotos intermedios se encuentran en el flanco oriental, mostrando su asociación con el vulcanismo reciente, y están presentes al sur del paralelo 16°.

Los focos profundos (300-700 km) se sitúan al este de los Andes, cerca de la frontera con Brasil. Esta distribución vertical de hipocentros, hace postular un plano de fallas denominado «Plano de Benioff» que se encuentra en la zona de subducción por la convergencia de la placa oceánica de Nasca que desciende bajo la placa continental de Sudamérica en una dirección ENE, cuya convergencia se presenta a lo largo de la costa occidental de América del Sur, entre Ecuador y Chile.

El sismo del 31 de mayo de 1970 es el que mayores daños ha causado en toda la historia peruana y uno de los más catastróficos del presente siglo. Según el Centro Regional de Sismología para América del Sur se «trata del terremoto más destructor de la historia de nuestro continente y posiblemente del mundo occidental». Se produjo a las 3 de la tarde, 23 minutos y 28 segundos. El epicentro estuvo localizado a 350 km al NO de Lima, frente a la ciudad de Chimbote. El hipocentro, «muy superficial», produjo daños cuantiosos. Su duración fue de 50 segundos con una intensidad de 7 a 9 en la escala de Mercalli. Murieron, ese día, 50,000 personas, desaparecieron 20,000 y quedaron heridos 150,000, según informe oficial. La mayor mortalidad se debió a la gran avalancha (aluvión) que siguió al terremoto y que sepultó al pueblo de Yungay, ubicado en el Callejón de Huaylas. La cornisa norte del nevado Huascarán, el más alto del Perú, se desprendió arrastrando piedras, lodo, hielo y cubrió a Yungay y parte de Ranrahirca, ya arrasada en 1963.

Fig. 17.10 Distribución de terremotos en América Central y del Sur y zonas oceánicas adyacentes. Las alineaciones de los terremotos enmarcan las placas tectónicas.

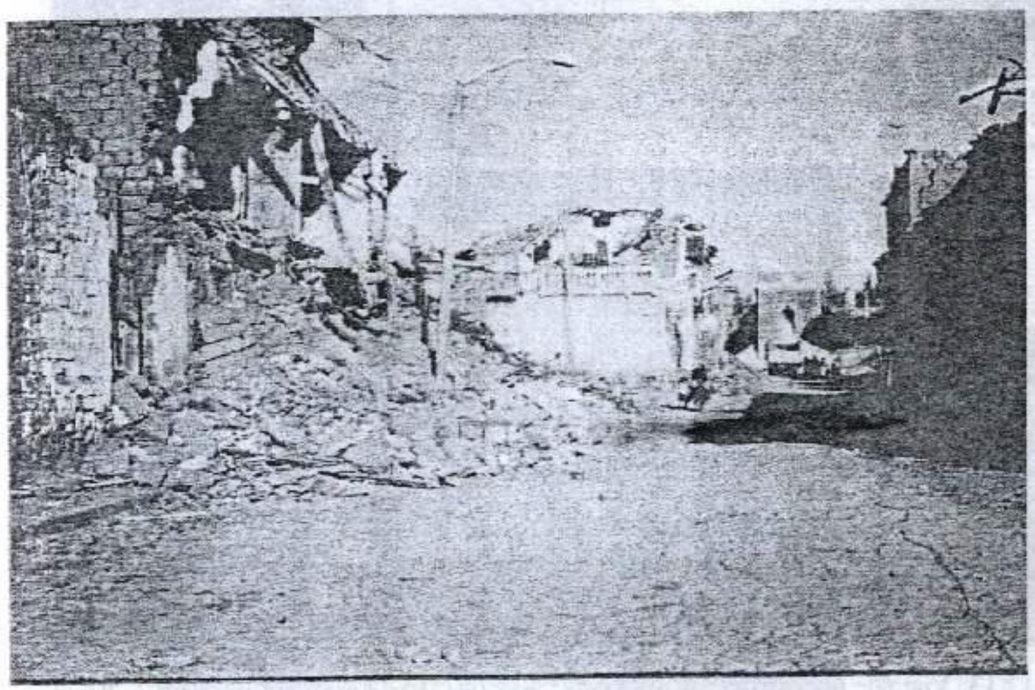


Fig. 17.11 Vista de la destrucción del terremoto de Chimbote del 31 de mayo de 1970 en la ciudad de Carhuaz

Fig. 17.12 Vista de la destrucción del poblado del Moro en la cercanía de Chimbote

Fig. 17.13 Vista de la destrucción del sismo de 1970 afectado en la ciudad de Carhuaz

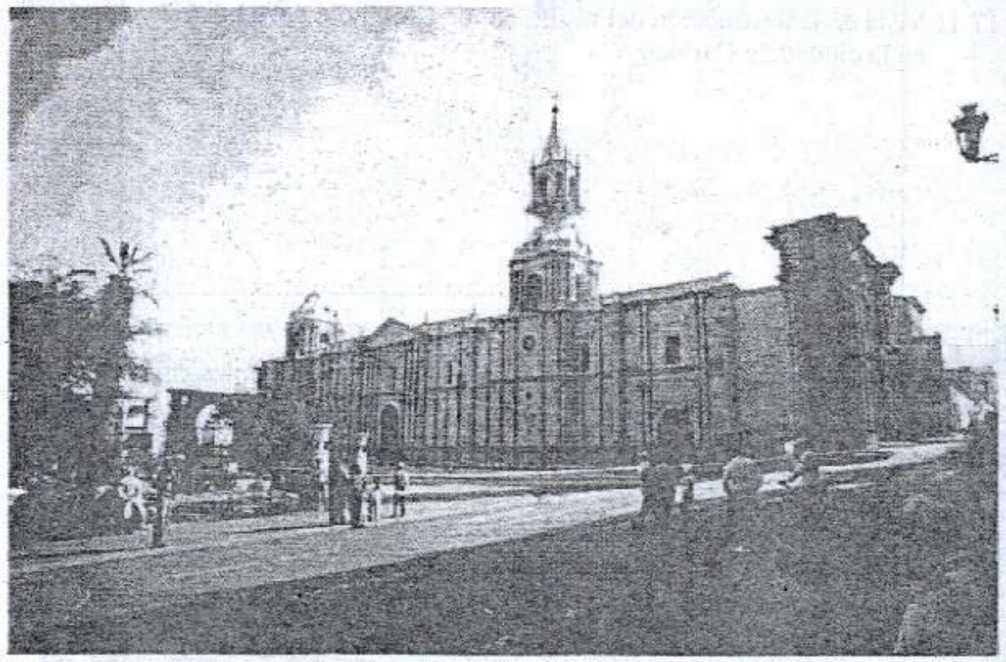


Fig. 17.14 Vista de la destrucción de las torres de la Catedral de Arequipa por el sismo de 2001

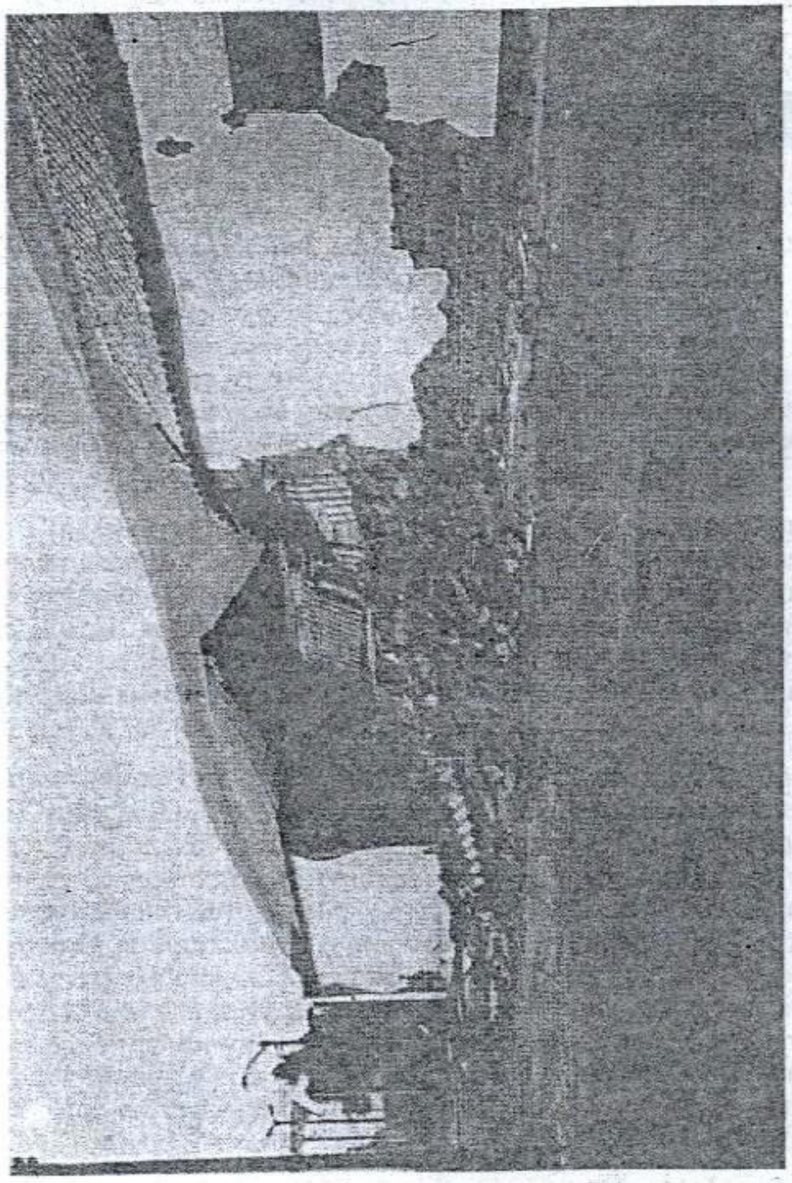


Fig. 17.15 Vista de la destrucción en Punta de Bombón departumento de Arequipa por el sismo del 2001

Capitulo XVIII

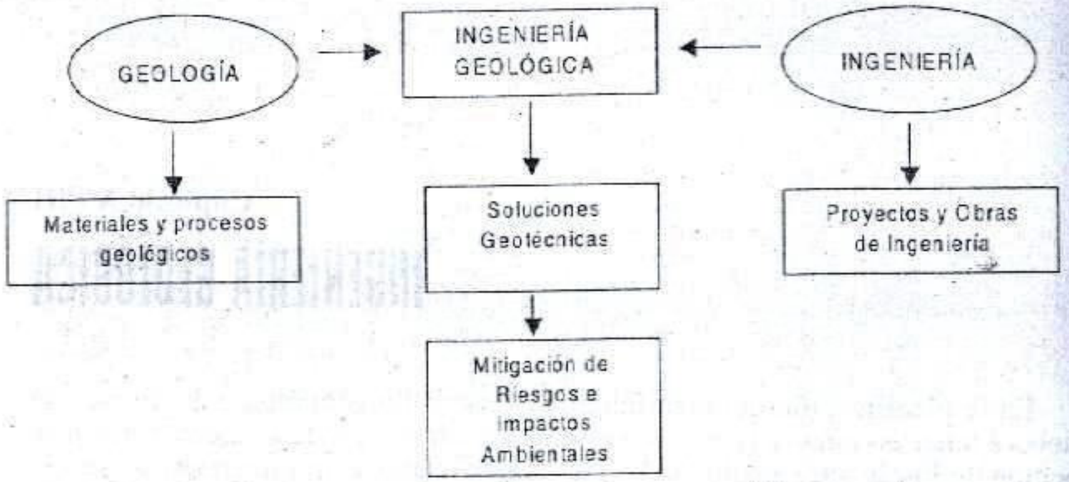
INGENIERÍA GEOLÓGICA

En la planificación del crecimiento y desarrollo económico de un país se deberá tener en cuenta la necesidad de estudiar los procesos geológicos y la acción de los agentes geológicos tanto superficiales como internos, los materiales que la componen ya que la Tierra está en permanente evolución y en constante dinámica. Estos estudios geológicos, del terreno como base de partida para los proyectos de grandes obras, que en la actualidad es indiscutible y constituye una practica obligatoria; esta interrelación se lleva a cabo mediante la rama de la geología conocida como Ingeniería Geológica.

La Ingeniería Geológica trata del estudio y solución de los problemas de la ingeniería civil y del medio ambiente producidos como consecuencia de la interacción entre las actividades humanas y el medio geológico. Es por ello que, el objetivo de la Ingeniería Geológica es a) es asegurar que los factores geológicos que condicionan las obras de ingeniería, se tengan en cuenta e interpretados adecuadamente, así también b) como prevenir o mitigar las consecuencias de los riesgos geológicos.

Hay siempre una interrogante entre el quehacer de la Ingeniería Geológica y la Geología Aplicada, la diferencia es en que la primera, además del fundamento geológico es necesario conocer los problemas del terreno que sustentan las obras de ingeniería, los métodos de investigación in situ, la clasificación, el comportamiento de los suelos y rocas en relación con la ingeniería civil, incluye además el conocimiento practico de la mecánica de suelos, mecánica de rocas e hidrogeología. Mientras que la Geología Aplicada o Geología para Ingenieros, es una rama de la geología que trata de su aplicación a las necesidades de la ingeniería civil, pero que no implica necesariamente el uso de los métodos de ingeniería geológica para el estudio y resolución de problemas geológicos en ingeniería, aunque en la práctica es usado por los ingenieros civiles.

El desarrollo de las técnicas como la mecánica de rocas y mecánica de suelos configuraron los principios de la moderna geotecnia, dentro del cual, la Ingeniería Geológica representa la visión más geológica a la solución de los problemas constructivos.



La importancia de la Ingeniería Geológica se manifiesta en dos grandes campos de acción:

1) El terreno que constituye el material de soporte, de excavación, de almacenamiento o de construcción de los proyectos y obras de ingeniería, donde dentro de este ámbito se incluyen las principales obras de infraestructura, edificación, obras hidráulicas, marítimas, plantas industriales, explotación minera, centrales de energía, etc. La participación de la Ingeniería es fundamental al contribuir a su seguridad y economía, y
2) Riesgos geológicos y ambiente, esto se refiere a la prevención, mitigación y control de los riesgos geológicos, así como de los impactos ambientales de las obras públicas, actividades industriales, mineras o urbanas.

EL MEDIO GEOLÓGICO Y ANTRÓPICO

El medio geológico está en continua evolución y los procesos afectan tanto a las rocas y suelos como al medio natural en su conjunto. El medio antrópico está representado por las ciudades, las infraestructuras, obras publicas, etc, que irrumpen con frecuencia en regiones geológicamente inestables modificando e incluso desencadenando los procesos geológicos.

La búsqueda de soluciones armónicas entre el medio geológico y el antrópico precisa previamente de ciertos factores diferenciadores entre ambas, su desconocimiento es causa de interpretaciones erróneas:

a) La escala geológica y la ingeniería.- En geología se parte de una visión espacial de los fenómenos físicos de la Tierra que van desde lo cósmico hasta el microscópico y el tiempo se mide en cientos de millones de años. En ingeniería las escalas espaciales y temporales se adaptan a las medidas de las actividades humanas.

Fig. 18.1 Vista de la presa Tablachaca de la Central Hidroeléctrica del Mantaro (Foto G. Valenzuela)

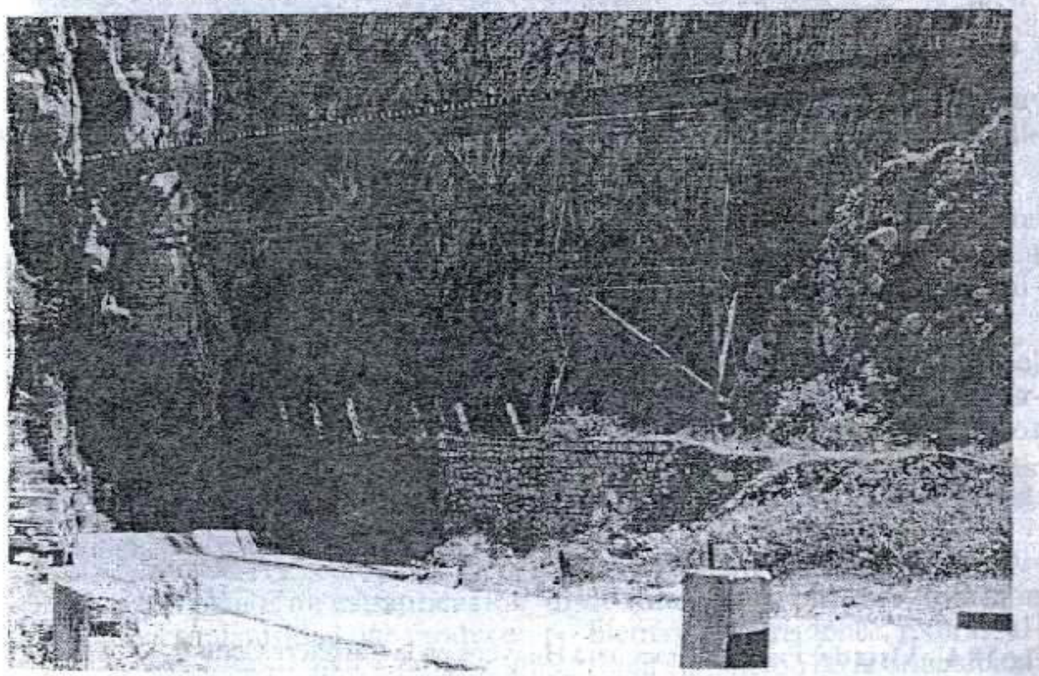


Fig. 18.2 Vista del Puente Infiernillo, orgullo de la ingeniería peruana (Foto G. Valenzuela)

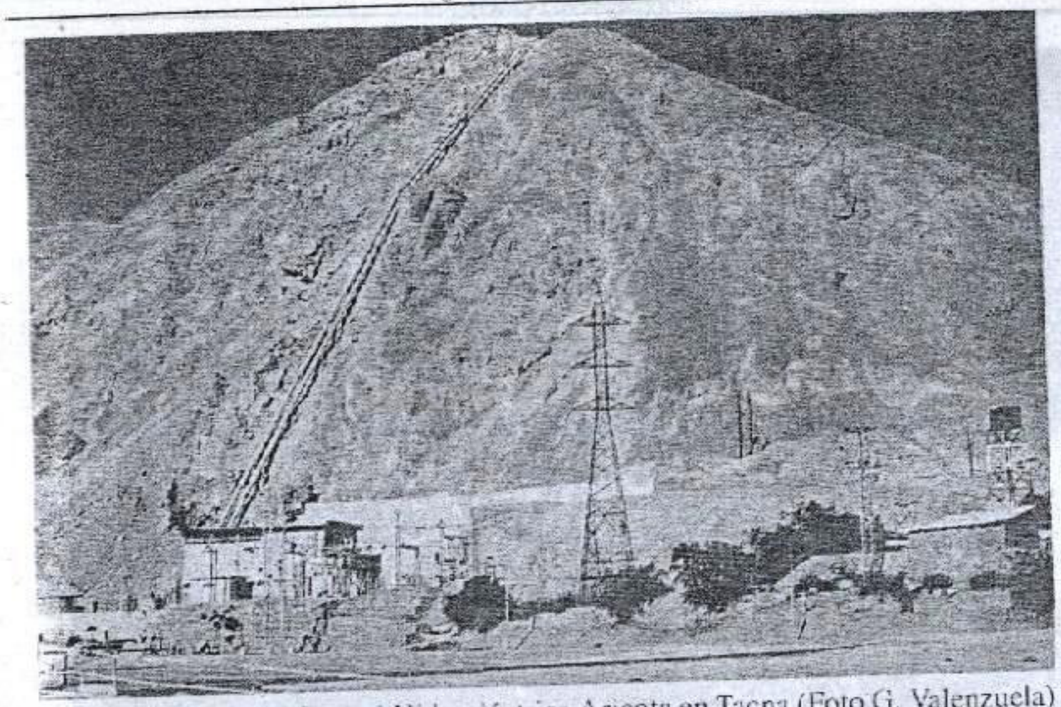


Fig. 18.3 Vista de la Central Hidroeléctrica Aricota en Tacna (Foto G. Valenzuela)

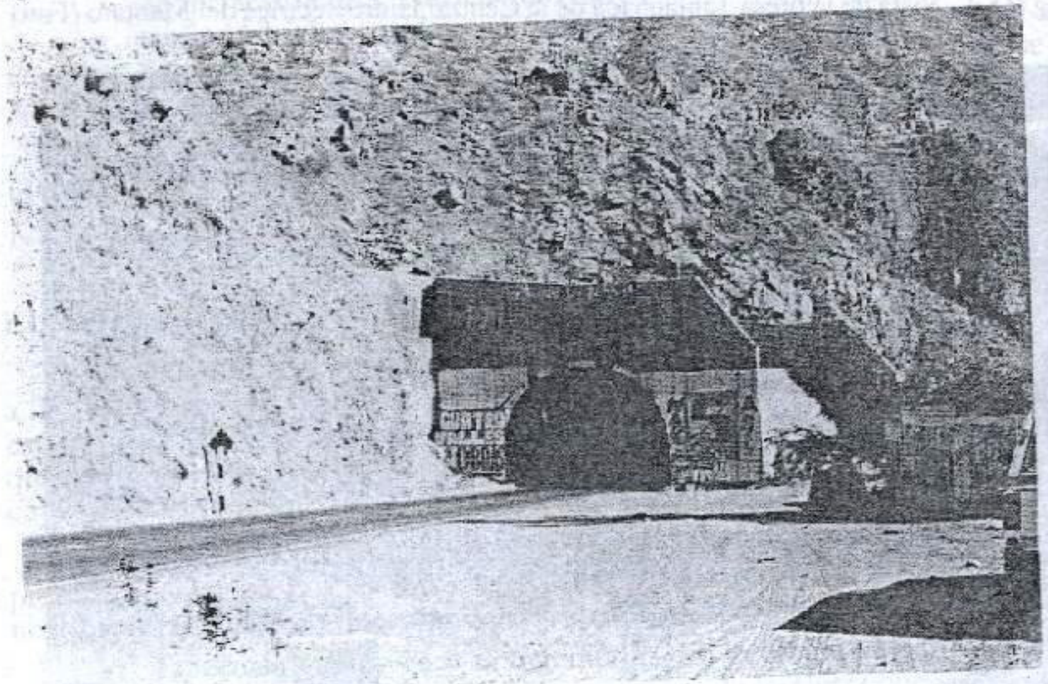


Fig. 18.4 Vista del Puente -Túnel para Huaycos en la Carretera Central

b) El tiempo geológico y el tiempo humano es fundamental para apreciar las posibles consecuencias de los factores y riesgos geológicos. Pueden considerarse que la mayoría de las obras se proyectan para ser operativos entre 50 y 100 años. Sin embargo es habitual exigir garantías de seguridad geológica y ambiental para periodos mayores.
c) Las escalas cartográficas, como medio de representación espacial es otro de los aspectos diferenciales a tener en cuenta. En Geología las escalas vienen condicionadas por las dimensiones de los fenómenos o de las unidades geológicas, fenómenos, estructuras, etc. a representar, la mayoría de los mapas tienen escalas entre 1:1 000 000 y 1:50 000 mientras que en Ingeniería se encuentran en 1:10 000 y 1:500
d) Suelen existir diferencias en los enfoques y la valoración de los resultados según se trate de un mismo problema. En Ingeniería trabaja con materiales cuyas propiedades varían dentro de estrechos márgenes y pueden ser ensayados en laboratorio, no cambiando sus propiedades con el tiempo. Sin embargo en Geología, la mayoría de los materiales son anisotrópicos y heterogéneos, presentan propiedades muy variables y sufren alteraciones y cambios con el tiempo.
e) En un proyecto de ingeniería se precisan datos cuantificables y susceptibles de ser modelizados. En Geología la cuantificación numérica de los amplios rangos de variación de las propiedades es difícil o a veces imposible al nivel requerido para un proyecto.

FACTORES GEOLÓGICOS Y PROBLEMAS INGENIERILES

En la ejecución de obras de ingeniería se deben resolver situaciones donde los factores geológicos son condicionantes del proyecto, debido a la diversidad del medio geológico y la complejidad de sus procesos.

En primer lugar, por su mayor importancia, estarían los Riesgos Geológicos cuya incidencia puede afectar a la seguridad o la viabilidad del proyecto y en segundo lugar están todos aquellos factores cuya presencia condiciona técnica o económicamente la obra como:

a) La influencia de la litología en el comportamiento geotécnico del terreno: las rocas duras que dificultan el arranque, las rocas blandas que cambian de propiedades con el tiempo, los suelos duros que crea problemas de cimentaciones, los suelos blandos que producen rotura de taludes y los suelos orgánicos y biogénicos que provocan subsidencias.
b) Estructuras geológicas y problemas geotécnicos: las fallas, fracturas, planos de estratificación, discontinuidades, pliegues, foliación y esquistosidad que producen problemas de filtraciones, roturas, alteraciones, y que producen anisotropía en función de la orientación.
c) Efectos de los procesos geológicos relacionados con el agua y su incidencia geotécnica: la disolución, erosión, reacciones químicas

y alteraciones que producen cavidades, hundimiento, colapsos, asentamientos, ataque al cemento, los áridos, metales y rocas y pérdida de resistencia y aumento de la permeabilidad y deformabilidad.

d) Influencia de los procesos geológicos en la ingeniería y el medio ambiente: la sismicidad, vulcanismo, levantamiento y subsidencia, erosión y sedimentación, movimiento de laderas, cambios de nivel freático, procesos tectónicos y procesos geoquímicos que producen daños a las poblaciones, conllevan a la ejecución de medidas de prevención, planes de emergencia y evacuación, medidas de protección, de estabilización y cementaciones, etc.

En resúmen, se deduce las siguientes conclusiones:

Los factores geológicos son la causa de la mayoría de los problemas geotécnicos.

a) El agua es uno de los factores de mayor incidencia en el comportamiento geotécnico de los materiales.
b) Los procesos geológicos pueden modificar el comportamiento de los materiales incidiendo sobre el medio físico y ocasionar problemas geotécnicos.

Por otro lado, la presencia de problemas geotécnicos implica la adopción de soluciones en general más costosas, como por ejemplo, cimentar a mayor profundidad por insuficiencia de capacidad portante del terreno e incluso la modificación del proyecto, o el cambio de emplazamiento. En cambio, unas condiciones geotécnicas favorables proporcionan no solo una mayor seguridad a las obras, sino que influye significativamente en los costos y plazos de la obra.

En términos generales las condiciones que debe reunir un emplazamiento de una obra para que sea geológica y geotécnicamente favorable son las siguientes:

a) Ausencia de procesos geológicos activos que representen riesgos inaceptables al proyecto
b) Adecuada capacidad de los materiales para la cimentación de estructuras.
c) Suficiente resistencia de los materiales para mantener su estabilidad en excavaciones
d) Disponibilidad de materiales para la construcción de obras de tierra
e) Impermeabilidad de los materiales geológicos para almacenar agua, residuos sólidos o líquidos.
d) Facilidad de extracción de materiales para su excavación

LOS SUELOS EN INGENIERÍA GEOLÓGICA

Los suelos, según su acepción en ingeniería geológica, son agregados naturales de granos minerales unidos por fuerzas de contactos normales y tangenciales a las superficies de las partículas adyacentes, separables por medios mecánicos de poca energía o por agitación de agua

Los suelos tienen su origen en los materiales rocosos preexistentes que constituyen la roca madre sometida a la acción ambiental disgregadora de la erosión y la meteorización en sus tres tipos:

La acción mecánica o física debido al cambio de temperatura, acción de las heladas que tienden a romper las rocas y dividirla en fragmentos pequeños, que van a formar las partículas del suelo;

La acción química originada por acción de la hidratación, oxidación y otros procesos químicos que tienden a descomponer la roca como a cementar los productos formados y

La acción biológica producida por la acción bacteriana, de las raíces e las plantas, etc.

Clases de Suelos

1.- Los suelos están formados por partículas pequeñas e individualizadas, en otras palabras no cementadas o ligeramente cementadas quedando huecos entre ellas que le dan la característica de porosa, por ello:

a) *Suelos saturados* cuando los huecos o intersticios pueden estar llenos de agua
b). Suelos semisaturados cuando están llenos de aire y agua

2.-Los suelos de acuerdo a su transporte o no se dividen en:

a) Suelo residual o autígeno, cuando el suelo formado permanece *in situ* o por encima de la roca que le dio origen, es decir, sin ser transportado y
b) Suelo alóctono, cuando ha sufrido transporte, formando depósitos, también se les denomina *suelo transportado.*

Desde el punto de vista de la Ingeniería Geológica, el suelo se define como un agregado de los minerales unidos por fuerzas débiles de contacto, separables por medio mecánico de poca energía o por agitación en agua. La respuesta del suelo frente a las acciones que introducen las obras de ingeniería supone un movimiento de estas partículas a través de deslizamientos y giros entre ellas y depende de:

a) La proporción de materia sólida que exista en un suelo unitario,
b) El tamaño y distribución de las partículas, que facilita o dificulta el movimiento de los granos entre sí.

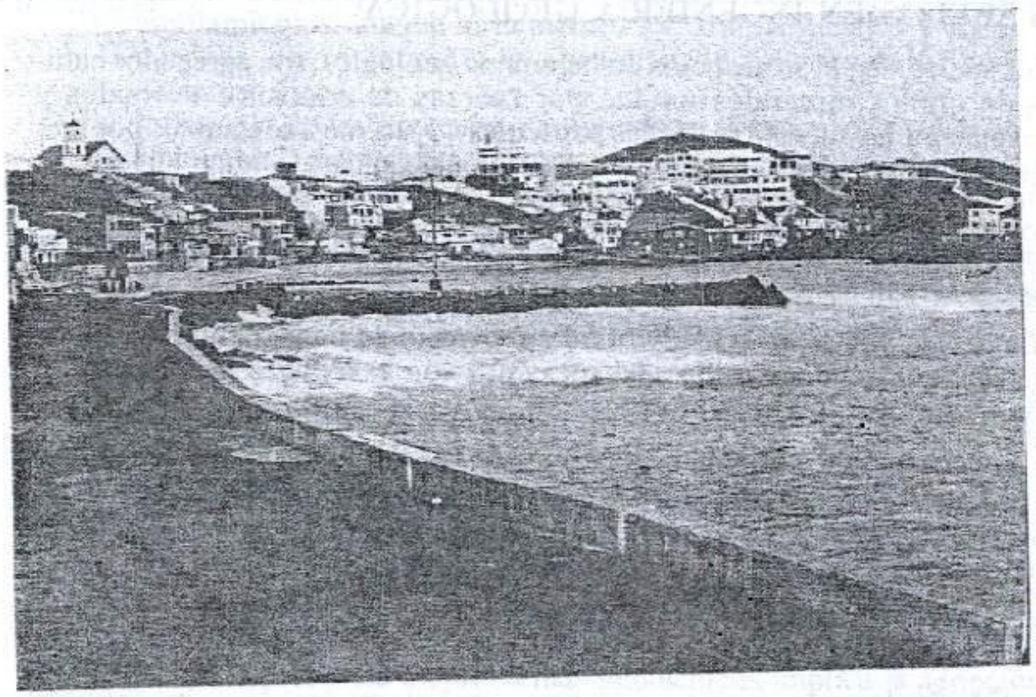


Fig. 18.5 Espigón en la Playa San Bartolo - Lima

Fig. 18.6 Obras de construcción del dique de la Central Hidroeléctrica de Yuncan en el dpto. de Cerro de Pasco (Foto G. Valenzuela)

c) El volumen relativo de huecos e intersticios, a medida que éste aumenta el suelo en más deformable, y
d) El tamaño medio de los huecos

3.- Los suelos están formados por partículas sólidas, fluidos, gases y espacios vacíos, pudiéndose clasificar en función del tamaño de las partículas en dos tipos:

a) *Suelos de grano grueso o granulares*, con tamaño de grano superior a 0.075mm, formados principalmente por cuarzo, feldespato, calcita; sulfatos, sales y vidrios volcánicos con menos frecuencia.
b) *Suelos de grano fino o suelos finos*, con un porcentaje superior al 50% de tamaños igual o inferior a 0.075mm, formados principalmente por limos y minerales de arcilla como caolinita, illitas, esmectitas y materia orgánica, entre otros.

Ambos suelos se diferencian a partir del análisis granulométrico. Las partículas de los suelos granulares a suelen comportarse de forma estable y resistente, mientras que los suelos finos forman estructuras laminares, de comportamiento muy variable, siendo geotécnicamente inestables. Los suelos granulares no son plásticos y la resistencia depende básicamente del ángulo de rozamiento interno que a su vez está condicionado por la forma, tamaño y grado de empaquetamiento de las partículas sólidas considerándose a estos ***suelos friccionales***, los suelos finos son plásticos y la resistencia depende tanto del rozamiento interno entre las partículas sólidas como de las fuerzas de cohesión existentes entre las mismas por lo que también se les denomina ***suelos cohesivos***.

Otras propiedades como la densidad, porosidad, cambios de volumen, compresibilidad, etc. dependen igualmente de los factores geológicos.

TIPOS DE SUELOS

Para estudiar un material complejo como el suelo, con distinto tamaño de partículas y composición química, es necesario seguir una metodología con definiciones y sistemas de evaluación de las propiedades de forma que se constituya un lenguaje fácilmente comprensible para los técnicos de diferentes especialidades. Así se han clasificado los suelos en cuatro grandes grupos en función de su granulometría.

a) *Gravas*, con tamaño de grano entre unos 8 - 10 cm y 2 mm, se caracterizan por que los granos son observables directamente, no retienen el agua, y por su inactividad de su superficie y los grandes huecos existentes entre partículas.
b) *Arenas*, con partículas comprendidas entre 2 y 0.060 mm, todavía son observables a simple vista, cuando se mezcla con el agua no se forman agregados continuos, sino que se separan con facilidad.

Cuadro N° 18.1
Características y Factores de los suelos

Factores Geológicos	Características principales
Tipo de suelo	-Suelos residuales y roca madre -Suelos transportados y medio de transporte
Ambiente de formación	-Granulometría y porosidad -Contenido de humedad -Geoquímica del agua intersticial -Presión de confinamiento y temperatura
Composición mineralógica	-Porcentaje de minerales de arcilla -Formula estructural -Superficie específica, carga eléctrica e intercambio iónico -Composición del agua intersticial
Fabrica del suelo y transformaciones post sedimentarias	-Estructura y microfábrica de suelo -Discontinuidades -Meteorización -Cambios diagenéticos -Consolidación y carga de sedimentos

c) *Limos*, con partículas comprendidas entre 0.060 y 0.002 mm, retienen el agua mejor que los granos más grandes y forma una pasta limo-agua.
d) *Arcillas*, formadas por partículas con tamaños inferiores a los limos (0.002 mm), se trata de partículas tamaño gel y se necesita que haya habido transformaciones químicas para llegar a estos tamaños. Están formados por minerales silicatados unidos por enlaces covalentes débiles, pudiendo entrar las moléculas de agua entre las cadenas produciendo a veces aumento de volumen, todo ello hace que su capacidad de retención de agua sea muy grande.

ESTADO DE LOS SUELOS

La metodología para el análisis del comportamiento de un suelo frente a las acciones exteriores, como excavaciones, edificaciones, etc. es el siguiente:

A) Identificación del tipo de suelo, determinando su granulometría y plasticidad a lo que se añade el contenido de SO_3, CO_3 y materia orgánica (laboratorio)

b) Determinación de su estado real, esto es de las proporciones relativas de sólidos, agua, etc.
c) A partir del estado real, teniendo en cuenta además, su estado tensional inicial, ha de estudiarse la respuesta del suelo frente a los cambios que inducen las acciones exteriores.

CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS DE LOS SEDIMENTOS

Los depósitos sedimentarios se forman por la acción de los procesos geomorfológicos y climáticos, destacando los medios de transporte y la meteorización. Los distintos medios de sedimentación originan una serie de depósitos cuyas características geotécnicas están relacionadas con las condiciones de formación de estos sedimentos. Así la clasificación de los materiales, la granulometría, su forma y tamaño, dependen del medio de transporte. Conociendo los factores geomorfológicos y climáticos, es posible prever la disposición y geometría, propiedades físicas y otros aspectos de interés en ingeniería geológica.

Con estos objetivos se describen los siguientes tipos de depósitos, en función de sus relaciones geológica - geotécnicos, más característicos:

Depósitos Coluviales

Son materiales transportados por gravedad, la acción del hielo-deshielo y principalmente por el agua. Su origen es local, producto de la alteración in situ de las rocas y posterior escaso transporte como derrubio de ladera o depósitos de solifluxión. Frecuentemente están asociados a masas inestables. Su composición depende de la roca de la que preceden, estando formados por fragmentos angulares y heterométricos, generalmente de tamaño grueso, englobados en matriz limo arcilloso y su espesor suele ser escaso, aunque puede ser muy variable.

Tienen gran importancia geotécnica cuando se trata de masas inestables, la resistencia de estos materiales es baja sobre todo en zona de contacto con el substrato rocoso y cuando se desarrollan grandes tensiones intersticiales como consecuencia de lluvias.

Depósitos Aluviales

Son materiales transportados y depositados por el agua. Su tamaño varía desde arcilla hasta las gravas gruesas, cantos y bloques. Las facies más gruesas presentan bordes redondeados. Se distribuyen en forma estratiforme, con cierta clasificación variando mucho su densidad. Están muy desarrollados ocupando cauces y valles fluviales, llanuras y abanicos aluviales, terrazas y paleocauces.

Son suelos muy anisotrópicos en su distribución con propiedades geotécnicas altamente variables, estrechamente relacionadas con la granulometría. Su continuidad es irregular, pudiendo tener altos contenidos en materia orgánica en determinados medios, generalmente presenta un nivel freático alto. Además los materiales aluviales constituyen una fuente de materiales para la construcción, sobre todo como áridos

Depósitos Lacustres

Son sedimentos de grano fino, predominando limos y las arcillas. El contenido en materia orgánica puede ser muy alto, sobre todo en zonas pantanosas, en las que pueden encontrarse turberas. Comúnmente presentan estructuras laminadas en niveles muy finos, en condiciones de aguas saladas se forman precipitaciones de sales.

Los principales problemas geotécnicos están en relación con su alto contenido de materia orgánica, siendo en general suelos muy blandos.

Depósitos litorales

Son materiales formados en la zona intermareal por la acción mixta de ambientes continentales y marinos influyendo en estos casos las corrientes, el oleaje y las mareas. Predominan arenas finas y los limos pudiendo contener abundante materia orgánica y carbonatos. Los sedimentos más finos, los fangos y la materia orgánica son característicos de las zonas de delta y estuario. En general la consistencia de materiales es blanda a muy blanda y muy anisotrópica

Otro tipo de depósitos característicos de las zonas litorales son las dunas, con carácter inestable debido a su movilidad.

Depósitos Glaciares

Son depósitos transportados y depositados por el hielo o por el agua de deshielo. Están formados por tillitas y morrenas. Su composición es muy heterométrica y la distribución es altamente errática. Los depósitos fluvioglaciares contienen fracciones desde gravas gruesas a arcillas, están algo estratificados y su granulometría decrece con la distancia del frente glaciar. Sin embargo, los de origen lacustre-glaciar presentan fracciones más finas predominando las arcillas y las estructuras laminadas, típicas de las arcillas varvadas.

La heterogeneidad de estos materiales es la característica típica, pues coexisten desde arcillas hasta la grava gruesa y grandes bloques, por tanto, las propiedades geotécnicas son altamente variables. En estos depósitos son muy

frecuentes los fenómenos de solifluxión y de inestabilidad de laderas y los espesores pueden ser igualmente muy variables siendo frecuentes las potencias elevadas.

Depósitos Evaporíticos

Estos depósitos están formados por la precipitación química de sales, cloruros o sulfatos, típicos de medios áridos o desérticos, lacustres, lagunares y litorales. Las características comunes de estos depósitos son las siguientes:

- Producen reacciones químicas con los hormigones, que pueden ocasionar su deterioro y destrucción.
- Son fácilmente solubles, sobre todo los cloruros.
- Pueden sufrir cambios de volumen, al pasar las anhidritas a yeso.
- En superficie forman costras.
- Representan un riesgo de hundimiento cuando se producen fenómenos de disolución y carstificación.

Depósitos de Climas Tropicales

Las condiciones climáticas en regiones tropicales con alta humedad y altas temperaturas determinan una intensa meteorización química, originando suelos residuales muy desarrollados. Su composición mineralógica, fábrica y las condiciones geoquímicas del medio controlan el comportamiento geotécnico de estos suelos.

Cuando se precipitan altos contenidos de hierro y aluminio se forman las lateritas y bauxitas. Si las condiciones de drenaje son deficientes pueden formarse los denominados suelos negros ricos en esmectitas, si el drenaje es alto se forman las arcillas rojas ricas en haloysitas.

En los suelos tropicales son frecuente los encostramientos, tienden a formar agregados de partículas de arcillas de tamaño limo y arena dando resultado en los análisis granulométricos y de plasticidad que no corresponden a su naturaleza arcillosa, son altamente sensibles a la desecación.

Depósitos Volcánicos

Los suelos volcánicos pueden ser residuales por alteración de los materiales infrayacentes, resultando depósitos limo-arenosos y arcillas y transportados como productos de las emisiones volcánicas dando acumulaciones de piroclastos, de tipo lacustre o aluvial cuando son transportados por el agua.

Los materiales procedentes de las rocas volcánicas son altamente inestables frente a la meteorización transformándose rápidamente en productos de alteración y arcillas abundando las haloysitas, las alofanes y las esmectitas, el

predominio de alguno de estos minerales depende de las condiciones de drenaje y geoquímica del medio.

Los suelos residuales pueden ser muy susceptibles, comportándose de forma muy inestable frente a rápidos aumentos de tensiones intersticiales en cuyo caso se pueden producir deslizamientos y flujos de tierra.

LAS ROCAS EN LA INGENIERÍA GEOLÓGICA

La mecánica de rocas se ocupa del estudio teórico y práctico de las propiedades y comportamiento mecánico de los materiales rocosos, y de su respuesta ante la acción de fuerzas aplicadas en su entorno físico.

Las rocas como se ha mencionado son agregados naturales duros y compactos de partículas minerales, con fuertes uniones cohesivas permanentes que habitualmente se consideran como un sistema continuo. La proporción de diferentes minerales, la estructura granular, la textura y el origen de la roca sirven para la clasificación geológica.

Los factores geológicos que dominan el comportamiento y las propiedades mecánicas de los macizos rocosos son:

a) *La litología y propiedades de la matriz rocosa*: el tipo de roca y su grado de alteración determinan las propiedades resistentes de la matriz rocosa.
b) *La estructura geológica y las discontinuidades*: la estructura geológica del macizo rocoso define zonas y planos de debilidad, concentración de tensiones, zonas proclives a la meteorización, camino de flujo de agua. ,
c) *El estado de esfuerzos a que está sometido el material*: los esfuerzos que actúan sobre las rocas determinan los modelos de deformación y el comportamiento mecánico del conjunto del macizo; el estado de esfuerzos es consecuencia de la historia geológica, aunque el conocimiento de ésta, no es suficiente para su evaluación cuantitativa.
d) *El grado de alteración o meteorización*: es importante la influencia de los procesos de alteración o meteorización sobre algunos tipos de rocas poco resistentes, cuyas propiedades varían considerablemente con el paso del tiempo ante su exposición a las condiciones atmosféricas o la acción de las aguas o debido al cambio en el estado de esfuerzos, factores que suelen ir asociados.
e) *Las condiciones hidrogeológicas*: en función de que la roca tenga o no capacidad para trasmitir el agua, se denomina permeable o impermeable, dependiendo de su porosidad y de la interconexión entre los poros llamada permeabilidad.

CLASIFICACION DE LAS ROCAS CON FINES GEOTÉCNICOS

Las clasificaciones geológicas o litológicas son fundamentales en la ingeniería geológica, ya que aportan información sobre la composición mineralógica, la textura y la fábrica de las rocas, así como la isotropía y anisotropía en rocas de determinado origen, como el caso de las rocas masivas frente a las rocas foliadas. Estos factores, que se emplean para sub-clasificar los grupos principales, condicionan las propiedades físicas y resistentes de las rocas.

Cuadro No 18.2
Clasificación de las Rocas

Clasificación geológica de las rocas por su origen	
Roca Ígnea	Plutónicas : granito, gabro, diorita Volcánicas: basalto, andesita, riolita
Roca Sedimentaria	Detríticas : arenisca, lutita, conglomerado Químicas : evaporitas, caliza dolomíticas Orgánicas : caliza biogénica, carbón, rocas coralíferas
Roca Metamórfica	Masivas : cuarcita, mármol Foliadas : pizarra, filita, esquisto, gneiss

Clasificación geológica de las rocas por su origenRoca ÍgneaPlutónicas : granito, gabro, diorita Volcánicas: basalto, andesita, riolitaRoca SedimentariaDetríticas : arenisca, lutita, conglomerado Químicas : evaporitas, caliza dolomíticas Orgánicas : caliza biogénica, carbón, rocas coralíferasRoca MetamórficaMasivas : cuarcita, mármol Foliadas : pizarra, filita, esquisto, gneissLa clasificación de las rocas para fines ingenieriles es una tarea compleja, ya que deben cuantificar sus propiedades con el fin de emplearlas en los cálculos del diseño. Así los términos cualitativos de roca dura o resistente, blanda o débil deben acotarse mediante determinados valores de su resistencia o compresión.

Las clasificaciones de los macizos rocosos están basados en algunos o varios factores que determinan su comportamiento mecánico:

- Propiedades de la matriz rocosa
- Frecuencia y tipo de discontinuidades, que definen el grado de fracturación, el tamaño y la forma de los bloques del macizo, sus propiedades hidrogeológicas, etc.
- Grado de meteorización o alteración
- Estado de tensiones in situ
- Presencia de agua.

La variabilidad de estos factores y el carácter discontinuo y anisótropico de los macizos rocosos implica la dificultad para establecer clasificaciones geotécnicas o geomecánicas generales válidas para los diferentes tipos de macizos.

Clasificación RMR

Esta clasificación se emplea tanto para la caracterización de los macizos rocosos y sus propiedades como para su aplicación en túneles, que se expresa por medio del *índice de calidad RMR, "rock mass rating"* que varía de 0 a 100. Tiene en cuenta los siguientes parámetros geomecánicos:

- Resistencia uniaxial de la matiz rocosa
- Grado de fracturación en términos del RQD
- Espaciado de las discontinuidades
- Condiciones de las discontinuidades
- Condiciones hidrogeológicas
- Orientación de las discontinuidades con respecto a la excavación.

Cuadro No 18.3
Índice RMR

Calidad de macizos rocosos en relación al índice RMR				
Clase	Calidad	Valoración RMR	Cohesión	Angulo de Rozamiento
I	Muy buena	100-81	> 4 kg/cm^2	>45°
II	Buena	50-61	3-4 kg/cm^2	35°-45°
III	Media	60-41	2-3kg/cm^2	25°-35°
IV	Mala	40-21	1-2kg/cm^2	15°-25°
V	Muy mala	<20	<1 kg/cm^2	< 15°

Clasificación RQD

Considera el grado de fracturación, medido mediante el índice RQD, y clasifica a los macizos rocosos en diferentes grados de calidad Significa en el idioma inglés "rock quality designation"

Cuadro No 18.4
Índice RQD

Clasificación de la calidad del macizo rocoso según el índice RQD	
RQD %	Calidad
<25	Muy mala
25-50	Mala
50-75	Media
75-90	Buena
90-100	Muy buena

PREVENCIÓN DE RIESGOS GEOLÓGICOS

Los procesos geodinámicos que afectan a la superficie terrestre dan lugar a movimientos de terreno de diferente magnitud y características, que pueden constituir riesgos geológicos al afectar, de una forma directa o indirecta a las actividades humanas.

Fenómenos tan variados como la erosión, disolución, movimientos sísmicos y erupciones volcánicas y las precipitaciones pueden producir deslizamientos y desprendimientos en las laderas, coladas de tierra y derrubios, hundimientos, subsidencias, etc. Estos movimientos del terreno son el reflejo del carácter dinámico del medio geológico y de la evolución natural del relieve, pero también puede ser provocado o desencadenados por el hombre al interferir con la naturaleza y modificar sus condiciones.

La Ingeniería Geológica como ciencia aplicada al estudio y solución de los problemas producidos por la interacción entre el medio geológico y la actividad humana, tiene una de sus principales aplicaciones en la *evaluación, prevención y mitigación de los riesgos geológicos*, es decir, de los daños ocasionados por los procesos geodinámicos. Los daños asociados a un determinado proceso geológico dependen:

a) De la velocidad, magnitud y extensión del mismo,
b) De la posibilidad de prevención y predicción y el tiempo de aviso y
c) La posibilidad de actuar sobre el proceso y controlarlo o de proteger los elementos expuestos a sus efectos.

Para evitar o reducir los riesgos geológicos e incorporar la influencia de éstos a la planificación y ocupación del territorio, es necesaria la evaluación de la peligrosidad y del riesgo.

En los estudios de riesgo se utiliza una terminología propia para definir **la peligrosidad, el riesgo y la vulnerabilidad.**

Si bien el término "riesgo" frecuentemente se emplea para referirse a cualquier proceso mas o menos violento o catastrófico que puede afectar a las personas o bienes y se aplica como sinónimo de "peligrosidad", ambos conceptos son diferentes. La peligrosidad se refiere al proceso geológico, el riesgo a las pérdidas y la vulnerabilidad a los daños.

La **peligrosidad** (hazard) hace referencia a la frecuencia de ocurrencia de un proceso y al lugar. Se define como la probabilidad de ocurrencia de un proceso de un nivel de intensidad o severidad determinada, dentro de un periodo de tiempo dado y dentro de un área especifica. Para su evaluación es necesario conocer a) donde y cuándo ocurrieron los procesos en el pasado b) la intensidad y magnitud que tuvieron, c) las zonas en que pueden ocurrir procesos futuros y d) la frecuencia de ocurrencia.

El concepto **"riesgo"** (risk) incorpora consideraciones socio-económicas y se define como las pérdidas potenciales debidas a un fenómeno natural determinado (vidas humanas, pérdidas económicas directas e indirectas, daños a edificios o estructuras, etc.). La evaluación del riesgo geológico resulta compleja, por ser compleja la evaluación de los términos que lo definen. El riesgo se evalúa a partir de la peligrosidad correspondiente a un determinado proceso (causa) y de los efectos del mismo sobre los elementos expuestos al peligro (consecuencia). Los efectos pueden ser expresados por diferentes parámetros: vulnerabilidad, pérdidas, costes, exposición, etc. El riesgo está referido, como la peligrosidad, a un periodo de tiempo determinado y se puede evaluar de forma determinista o probabilística.

La **vulnerabilidad**, es el grado de daños o pérdidas potenciales en un elemento o conjunto de elementos como consecuencia de la ocurrencia de un fenómeno de intensidad determinada. Depende de las características del elemento considerado (no de su valor económico) y de la intensidad del fenómeno, suele evaluarse entre 0 (sin daño) y 1 (pérdida o destrucción total del elemento) o entre 0% y 100% de daños.

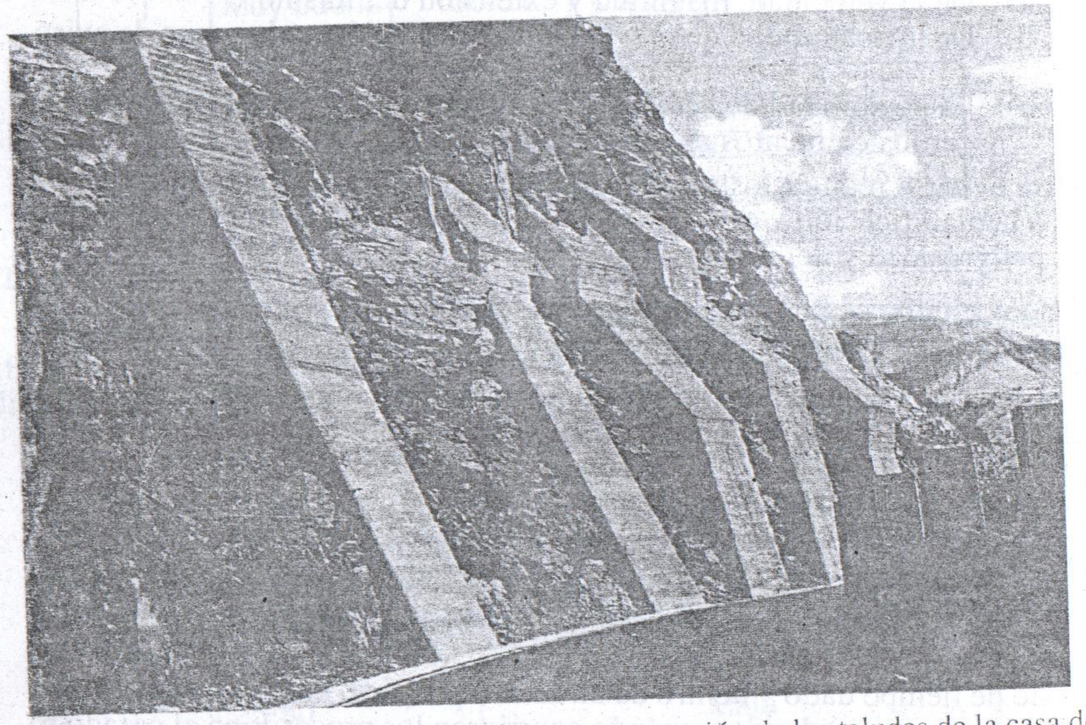


Fig. 18.7 Central Hidroeléctrica del Mantaro, protección de los taludes de la casa de fuerza (Foto G. Valenzuela)

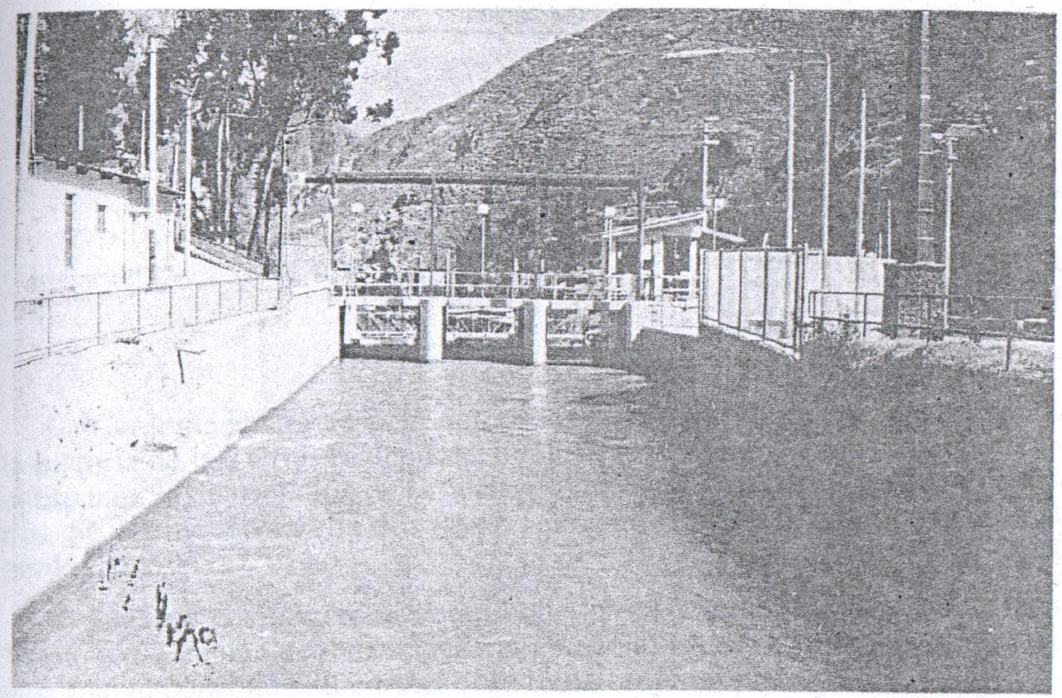


Fig. 18.8 Vista de la Represa de San Mateo (Foto G. Valenzuela)

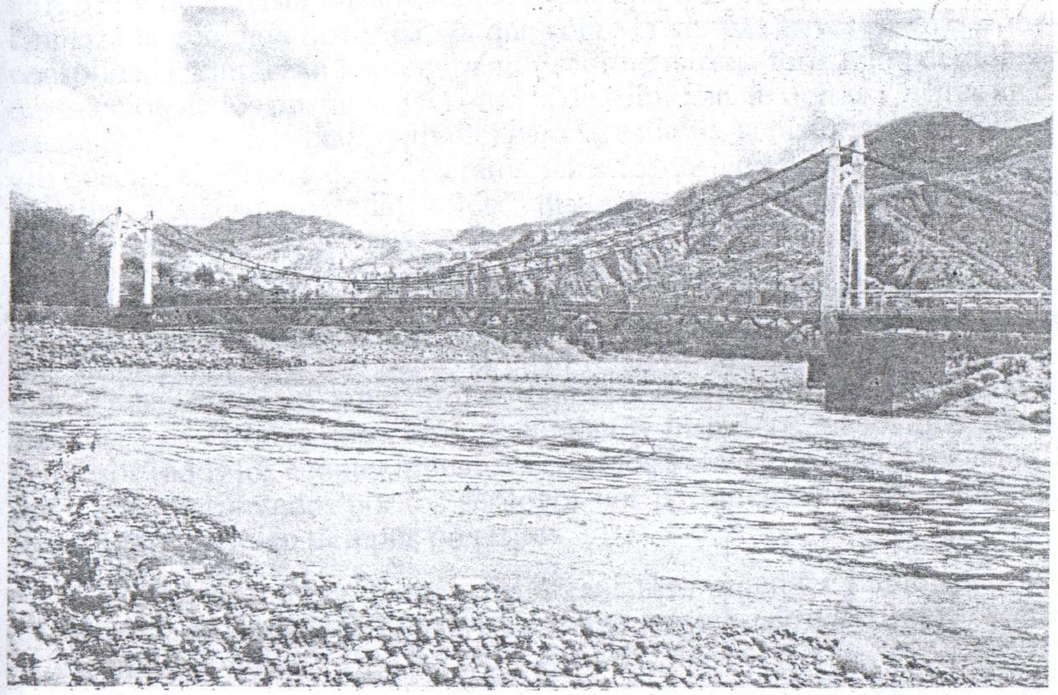


Fig. 18.9 Vista del puente de Allccomachay sobre el río Huarpa en Ayacucho (Foto G. Valenzuela)

Capítulo XIX

GEOLOGÍA HISTÓRICA

La Geología Histórica es la rama de la Geología que se encarga de estudiar la historia de la Tierra, es decir, su evolución en el transcurso del tiempo y en el espacio, la distribución de la tierra y mares en los períodos geológicos pasados. Se distinguen en ella dos fases: la cosmogénica y la cronología o edades geológicas:

a) La fase cosmogénica comprende la época que va desde que la Tierra formó parte de una nebulosa, pasando luego al estado estelar ígneo, hasta que finalmente consolidó su corteza y se transformó en planeta.

b) La fase de edades geológicas comienza con la formación de la corteza terrestre y llega hasta nuestros días. En última fase es donde verdaderamente empieza la geología histórica, ya que sobre la corteza terrestre, más o menos consolidada, empiezan los fenómenos sedimentarios, formación de relieves y destrucción de los mismos, así como la distribución de tierras y mares en cada edad geológica en la que se divide, para su estudio, la historia de la Tierra. De allí que, en el estudio de los estratos y los fósiles en ellos encontrados, están los pilares del estudio de la geología histórica, la cual tiene dos ramas principales y éstas son:

1. **La estratigrafía.** Estudia los estratos o capas sedimentarias determinando la secuencia, composición y correlación de las rocas, así como la época en que se produjeron y, por tanto, la edad relativa de las mismas, así como las condiciones reinantes, tanto climatológicas como geográficas, en aquellos momentos. Los estratos son como documentos históricos en los que aparecen impresos todos los acontecimientos ocurridos a través de la historia de la Tierra y que interpretados por los geólogos nos permiten tener un conocimiento de lo que ocurrió en tiempos pretéritos

2. **La Paleontología.** Estudia los organismos vegetales y animales de épocas pasadas en estado fosilífero y se encarga, además, de descifrar la evolución y origen de la vida.

Hay otras ciencias relacionadas con la geología histórica, como la *paleogeografía*, que nos indica la distribución de la tierra y los mares en la

diferentes edades geológicas; y la *paleoclimatología*, que estudia el clima existente a lo largo de los períodos geológicos; pero ambas tienen como base la estratigrafía y la paleontología.

ESTRATIGRAFÍA

Hasta principios del siglo XIX, se creía que la Tierra y todo lo que en ella existía permanecían en un estado estático. Esto equivale a decir que los mares y continentes han estado siempre en el mismo lugar y que las formas de vida, animal y vegetal, han sido siempre las mismas a través del tiempo. Tuvo que desarrollarse la geología y sus ramas para truncar estas creencias y con el nacimiento de esta ciencia se adquiere una nueva concepción del mundo, las teorías evolucionistas cobran importancia. Para que sea posible el estudio e interpretación de la geología histórica hay que admitir el *principio del actualismo*, ya definido en el primer capítulo, según el cual en la Tierra los procesos geológicos han ocurrido siempre del mismo modo que en la actualidad, introduciendo el factor temporal; entonces, cuando en un estrato nos encontramos con fósiles marinos; tenemos que suponer que estos sedimentos se depositaron en un mar, si por el contrario encontramos restos de aves o plantas es señal que se formaron en continente, pues el actualismo admite que animales análogos a los actuales debieron vivir de modo semejante y en condiciones equivalentes.

Principios de la Estratigrafía

Primero. El de la horizontalidad. El cual admite que los estratos tienden a dicha posición al depositarse los sedimentos que los forman sobre posiciones horizontales a la superficie de sedimentación. En la actualidad, podemos encontrar que muchos estratos no presentan esta posición, pero es debido a diferentes eventos orogénicos que actuaron sobre ellas y hoy los vemos inclinados o verticales.

Segundo. El de la superposición. Según el cual en un conjunto de capas sedimentarias superpuestas paralelamente, las superiores son más jóvenes que las inferiores. Cuando están afectadas por un plegamiento o fallamiento, entonces hay que seguir otros criterios para calcular la antigüedad de las diferentes capas sedimentarías o estratos.

Tercero. El de la concordancia. Según el cual los estratos superpuestos cuyas superficies limitantes son paralelas conservan su paralelismo aunque el conjunto experimente inclinaciones. Los estratos concordantes indican continuidad en el proceso sedimentario que los originó.

Cuarto. El de la discordancia. Según al cual, cuando se presentan estratos discordantes, es decir, cuando unos estratos están inclinados con respecto a otros, nos indican que hubo condiciones geológicas diferentes en el tiempo de la sedi-

mentación de cada uno de ellos. Cuando los estratos son paralelos, pero separados por una superficie de erosión, nos indican también una discordancia.

Quinto. De la sucesiva. Cuando en un estrato aparecen rocas ígneas se consideran a éstas más modernas que los terrenos sedimentarios donde se encuentran encajadas.

Sexta. Sucesiva faunística. Cada terreno sedimentario contiene fósiles de flora y fauna característicos de la época en que se formaron y que sirven para datarlos cronológicamente en forma relativa. Los más abundantes de cada capa o estrato y que han tenido un rango corto de vida, así como una amplia distribución se denominan fósiles característicos y nos sirven para relacionar unos estratos con otros aunque se encuentren muy separados sobre la superficie de la Tierra.

Del estudio de todas estas características se llega a tener un conocimiento tanto paleontológico como estratigráfico de los diferentes conjuntos sedimentarios. Al conjunto de características que nos indican en qué condiciones se formó el estrato le denominaremos *facies del estrato*.

Del estudio de las facies se pueden obtener conclusiones tan interesantes como son las condiciones ambientales que existieron durante la época de sedimentación que dio origen a los mismos, y la época en que se produjeron; así, por ejemplo, del estudio de los sedimentos y fósiles de origen marino, podemos obtener datos relativos a la distancia de la costa al punto de sedimentación, temperatura de las aguas, salinidad y turbulencia de las mismas, etc. En los de carácter continental, si éstos fueron producidos por un río, un lago, un glaciar, por el aire en el desierto, etc., lo que demuestra en general que en distintos ambientes existen distintos fósiles que cronológicamente son equivalentes.

PALEONTOLOGÍA

La Paleontología, según la misma etimología griega significa, *paleo*, antiguo, onto, ser, logos, tratado; es la ciencia que estudia a los seres orgánicos que vivieron en épocas pretéritas sobre la Tierra y, muy especialmente, busca sus posibles relaciones mutuas con el medio ambiente en que se desarrollaron, y su ordenación en el tiempo.

Este estudio es posible gracias a los restos de tales organismos, que forman parte de las rocas sedimentarias, que se han conservado en el transcurso de los tiempos geológicos, es decir: los fósiles, derivado del latín, *fossilis*, empleado por Plinio para designar los objetos extraídos de la tierra. La Paleontología puede definirse como la ciencia que se ocupa del estudio de los fósiles en todos sus aspectos, analizando sus estructuras y buscando una interpretación lógica a la luz de las observaciones de animales y plantas actuales.

Por eso la paleontología, no sólo es una ciencia meramente descriptiva, sino que, además, pretende llegar a un conocimiento total de los seres que precedieron en el tiempo a los actuales. Es, por tanto, una materia muy compleja que precisa del concurso de todas las ciencias naturales, que ocupan una posición intermedia entre las biológicas y las geológicas, empleando métodos de investigación propias de ambas, pero que no puede prescindir de otras ciencias como la química, la físico-química, la física nuclear, etc.

Esta ciencia tiene, además, un carácter netamente histórico, pues investiga la sucesión en el tiempo de los acontecimientos relacionados con los seres vivos, buscando sus causas y efectos ulteriores unificando todas las ciencias de la naturaleza.

El proceso de fosilización

Después de muerto, cualquier ser orgánico se destruye en un tiempo más o menos corto, por la acción combinada de agentes mecánicos, oxidación y acción de las bacterias y microorganismos, llegando, por lo general, a su completa desaparición. Para que tal cosa no ocurra, es necesario que los restos orgánicos queden rápidamente incluidos en un material protector, que los aísle del contacto de la atmósfera y de los microorganismos; pero aun así, las partes blandas rara vez se conservan; son las piezas esqueléticas, más duras y con un principio de mineralización, las que son fosilizadas.

El proceso de fosilización supone una serie de transformaciones químicas que reemplacen los compuestos orgánicos del organismo muerto por otros minerales, generalmente calcita, sílice, carbono, etc. Esta transformación depende, de la composición originaria del resto orgánico y en parte, también de las condiciones geoquímicas en las que se encontró durante el proceso. En el caso más favorable, la sustitución llega a realizarse molécula por molécula, conservándose, entonces, en el fósil hasta las estructuras más delicadas, que permiten, incluso, su estudio microscópico.

Por regla general, sólo fosilizan las partes duras de los organismos perdiéndose los tejidos y órganos blandos, que se destruyen rápidamente por los procesos bacterianos. Así, se conservan las conchas de los moluscos y braquiópodos, los pólipos de los corales, los caparazones de los trilobites, las placas dérmicas de los equinodermos, los huesos de los vertebrados, etc. Los microorganismos suelen fosilizar muy bien: caparazones de los microforaminíferos, cápsulas de los radiolarios y flagelados, frústulas de las diatomeas, conodontes, etc.

La mayoría de las veces se encuentran sólo los moldes o vaciado, que pueden ser: molde interno, formado al rellenarse la cavidad interna dejada por la desaparición de las partes blandas o viscerales y molde externo, al ser reemplazados los restos esqueléticos por minerales. Otro tipo de fósiles son las

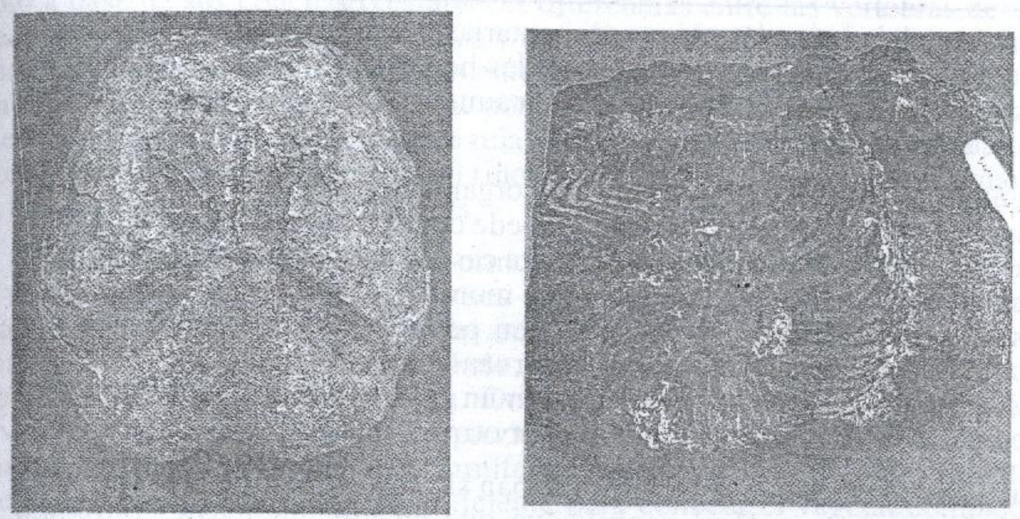


Fig. 19.1 a) Molde externo de ammonite *Raymondiceras raimondii* (GABB), encontrado en La Herradura, Lima; b) molde interno de un equinoideo llamado *Hemiaster fournelli* DESHAYES encontrado en San Marcos, Cajamarca (Foto L. Romero)

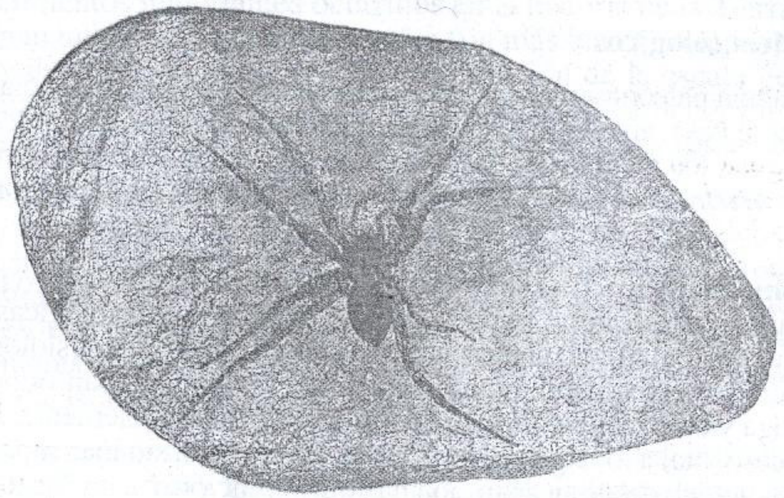


Fig. 19.2 Espécimen de *dolomedes* sp del Pleistoceno reciente encontrado en resina (ámbar) (Foto L. Romero)

impresiones, dejadas en las rocas sedimentarias por determinados restos orgánicos que luego han desaparecido, como las hojas de las plantas y las alas de los insectos, las huellas de los animales al caminar o reptar, excrementos de los mismos, huevos, etc.

En algunos casos muy especiales, los organismos se han conservado íntegros, incluso sus partes blandas, como sucede con el mamut de Siberia, encontrado dentro de hielo en esta región. En este caso la composición original no ha sufrido modificaciones dando lugar a una momificación, proceso que permite la conservación. También se conservan en perfecto estado algunos insectos dentro de trozos de resina o ambar, conservando incluso sus colores. Algunos fósiles, después de formados, pueden sufrir un proceso metasomático, quedando reemplazado el mineral primigenio por otro.

Muchas de las rocas que se consideraban sin fósiles y, por tanto, eran difíciles de datar, hoy es fácil hacerlo, ya que en muchos casos contienen microfósiles o fósiles microscópicos, de cuyo estudio se encarga una rama de la Paleontología denominada Micropaleontología, que tiene gran importancia y es de gran aplicación en las prospecciones petrolíferas. Mediante los microfósiles se puede determinar la edad geológica de diversos terrenos y relacionarlos con otros en los cuales, mediante antiguos sondeos, ya se había encontrado petróleo.

Principios paleontológicos

La investigación paleontológica es, esencialmente, como en las ciencias biológicas actuales y se basa, ante todo, en el principio del *actualismo biológico*. Utiliza, constantemente, los recursos de la *anatomía comparada* y acude, también, al principio de la *correlación orgánica* para poder interpretar los fósiles aunque estén incompletos.

a) Actualismo biológico. Establece que los organismos (animales y vegetales), cuyos restos hallados fosilizados, se regían por las mismas leyes biológicas que los seres vivos actuales, tenían sus mismas necesidades en cuanto a su fisiología (respiración, nutrición, metabolismo, reproducción, etc.), y que estaban organizados en forma análoga y equivalente. El actualismo supone, ineludiblemente, la continuidad del proceso vital a lo largo de los tiempos geológicos, sin interrupción para ningún grupo biológico desde su aparición hasta su extinción. La ley básica de que todo ser vivo procede de otro u otros que le han precedido en el tiempo han de cumplirse, de forma que los animales y vegetales actuales son descendientes de los que han vivido durante la Era Terciaria o Cenozoica, éstos lo fueron de los que vivieron en la Era Secundaria, y así sucesivamente.

b) Anatomía comparada. Estos estudios nos permiten establecer diferencias y analogías entre los animales y vegetales actuales o entre sus partes constituyentes, de forma que, por ejemplo, podemos clasificar los gasterópodos

sólo a base de sus conchas o establecer diferencias entre las vértebras de los peces con las de los anfibios, reptiles y mamíferos. Análogamente, cuando las partes esqueléticas sean suficientemente significativas podremos identificar a un animal por una sola o, incluso, por un fragmento, como ocurre con los dientes de los mamíferos, donde es relativamente fácil reconocer a un mastodonte, a un elefante, un caballo o un rinoceronte, por ejemplo, por un fragmento de uno cualquiera de sus molares.

c) Correlación orgánica. Este principio, enunciado por Cuvier, establece la relación existente entre los diversos órganos, piezas y estructuras que forman un ser vivo, de tal forma que un animal no sólo puede ser reconocido por cualquiera de ellas, aunque esté aislado, sino que podemos inducir cómo serán las demás piezas que lo compongan. De esta manera, en un conjunto de fósiles diversos, podemos seleccionar las piezas que correspondan a un determinado animal, así con un solo diente de mamífero se puede reconstruir éste completamente, y una hoja de planta es suficiente para conocer el vegetal completo. Para todas estas reconstrucciones tenemos que disponer siempre de un *fósil tipo* de cada especie; de lo contrario, no se tendría un punto de referencia con qué relacionarlo.

LA ESCALA GEOLÓGICA

La escala geológica es la base en la cual se fundamentan las relaciones de los acontecimientos importantes ocurridos en la historia de la Tierra. Para ello se determinan unidades de tiempo, las que son más bien términos relativos, no absolutos y de duración diferente. La construcción de la escala geológica se basa en elementos estratigráficos y paleontológicos, es decir, en el arreglo, composición y correlación de los estratos rocosos, con sus fósiles contenidos.

Aunque en ninguna localidad se encuentra la serie estratigráfica completa que se habría depositado en el transcurso de los tiempos geológicos, si la sedimentación hubiese sido continúa, sin embargo se ha logrado reconstruir la columna estratigráfica. Esta columna estratigráfica se ha subdividido a su vez en secciones, con criterios estratigráficos o paleontológicos, asignando nombres particulares a cada conjunto de estratos, de acuerdo con sus características petrográficas, paleontológicas o utilizando nombres locales.

La división cronoestratigráfica fundamental ha sido organizada en unidades cronoestratigráficas y geocronológicas, indicándonos la sucesión de los estratos de la Tierra e intervalos de tiempo geológico en la siguiente forma:

División cronoestratigráfica	División geocronológica
Eratema	Era
Sistema	Período
Serie	Época
Piso	Edad

Las Eras o Eratemas que son las unidades mayores del tiempo geológico se caracterizan por notables acontecimientos tales como orogenia, regresiones, transgresiones, etc.

Estas eras han sido denominadas: Primaria, Secundaria, Terciaria y Cuaternaria o también Paleozoica, Mesozoica y Cenozoica, de acuerdo con el carácter de las faunas fósiles que comprenden. Luego dentro de cada era, se han establecido otras menores; en Períodos o Sistemas y estos en Épocas y Series. A estos últimos le siguen en rango unidades más pequeñas, Edades y Pisos, respectivamente.

A lo largo del tiempo la escala geológica puede presentar interrupciones, las cuales obedecen a varias causas, como son: a) rocas que fueron intensamente erosionadas, b) ausencia de sedimentación durante cierto intervalo de tiempo geológico. Estas interrupciones se denominan hiatus.

Precambriano

Arqueozoico. Es el período más primitivo de la Tierra, conocido también como Precambriano, se inició hace unos 4,000 millones de años (Ma), lo que se supone la edad de la Tierra misma, y terminó hace unos 2,500 Ma. Las informaciones que se poseen de esta era son escasas y fragmentarias, pues se trata de un intervalo de tiempo con grandes convulsiones debido a la existencia de enormes presiones y elevadas temperaturas en el seno del planeta, por lo que su estudio es muy difícil. Los hallazgos de fósiles se reducen a restos no identificados de origen orgánico y a diversas bacterias (micropaleontología).

Las formaciones de este origen se encuentran distribuidas en todo el globo. Estructuralmente se localizan en dos tipos de zonas: en el interior de las cordilleras y en amplias zonas de poca elevación o escudos; asimismo, la actividad volcánica fue muy intensa por lo que muchas de las rocas que pertenecen a esta Era son de origen plutónico; las sedimentarias predominantes consisten en conglomerados y areniscas.

El arqueozoico es de hecho una etapa de transición en la que la Tierra inicia su consolidación; debió existir en ella un único océano y, en consecuencia, un solo continente. Se sospecha la existencia de posibles indicios de vida, aunque solamente en el nivel bacteriano.

Proterozoico. Comprendido entre 2,500 y 570 Ma, duró aproximadamente unos 2,000 Ma y se desarrollaron en ella diversas orogenias, su inicio viene señalado por el resquebrajamiento de la corteza granítica y por la aparición de procesos de sedimentación, sobre todo de dolomitas y calcitas. En relación a los seres vivos, se han hallado un gran número de restos de seres pluricelulares, tales como cianofíceas, gusanos y protozoos.

En el mundo se conocen algunas regiones donde afloran rocas de esta edad, las cuales se denominan escudos, entre los cuales se destacan el escudo Canadiense y el escudo del Mato Grosso en Brasil.

Primaria o Paleozoica

Hace unos 570 Ma se inicia esta Era y abarca aproximadamente unos 325 Ma, sus terrenos son claramente sedimentarios, a veces metamórficos, aparecen fuertemente plegados y atravesados por rocas ígneas, lo que nos indica que debió existir también una gran actividad magmática. La actividad orogénica también fue intensa, existiendo dos plegamientos y levantamientos importantes, el Caledoniano y el Herciniano.

La flora y fauna fue muy variada, lo que hace pensar que en la era anterior ya debieron existir diversas especies más sencillas. Los fósiles característicos o fósiles guías más importantes de esta era son los trilobites, que hicieron su aparición y extinción en la misma era; eran artrópodos, con el cuerpo dividido en tres lóbulos por medio de dos depresiones longitudinales. Otros fósiles abundantes de estos tiempos fueron los braquiópodos, parecidos externamente a los moluscos bivalvos, sólo que en ellos las conchas son una dorsal y otra ventral, mientras que en los bivalvos son laterales, una a la derecha y la otra a la izquierda. En general, abundaron los animales marinos por lo que se denomina la Era de los Peces. En ella no existen ni aves ni mamíferos, apareciendo en el último período los anfibios y los primeros reptiles.

La flora, además de abundante, dio lugar a la formación de los grandes depósitos de hulla actuales, hay indicios de la existencia de zonas esteparias y de alta montaña con una vegetación muy diferente de las zonas pantanosas. El clima debió ser cálido y húmedo en las regiones pantanosas.

La Era Paleozoica se divide en seis grandes períodos correspondientes a los sistemas Cambriano, Siluriano, Devoniano, Carbonífero y Pérmico.

Cambriano. Se desarrolló entre los 570 y 505 Ma, constituye la base de la Era Paleozoica, durante la cual la vida se hallaba circunscrita a los mares y océanos pocos profundos. El clima, en general, fue cálido y estable, surgieron grandes cantidades de seres vivos, básicamente marinos, según se desprende de los fósiles hallados. Además de los protozoos, sobre todo foraminíferos y radiolarios, aparecieron los primeros grandes grupos de metazoos, correspondientes a las esponjas calcáreas, equinodermos (en especial Cistoideos, Carpoideos, Crinoideos, Equinoideos y Asteroideos), crustáceos (ostrácodos), los primeros graptolites, braquiópodos y sobre todo los trilobites; en relación con la flora, se desarrollaron las algas cianofíceas.

Ordoviciano. El nombre de este período procede de los Ordovices, una tribu celta anterior a la colonización romana. Se desarrolló entre los 505 y 438

Ma. De este período, caracterizado por intensos movimientos orogénicos y de clima cálido, existen afloramientos en todo el mundo. Si bien la flora y fauna experimentaron un notable incremento en número y variedad, tanto una como la otra continuaron en medio marino, al tiempo que surgían los primeros vertebrados: los ostracodermos, o peces acorazados. La temperatura cálida de las aguas y la poca profundidad de las mismas favoreció la proliferación de los seres vivos, así como el desarrollo de animales dotados de esqueletos calcáreos. Aparecieron los briozoos, que alcanzaron un gran desarrollo, al igual que los trilobites, graptolites y algunos cefalópodos (Nautiloideos).

Siluriano. Este período denominado así por R. Murchison en honor de una antigua tribu celta, los Silures, se desarrolló entre los 438 y 408 Ma. Las rocas silúricas afloran en muchas partes del mundo, y hay depósitos de facies continentales y marinas; los materiales marinos predominantes son: calizas, areniscas y pizarras. Durante este período la vida marina continuó en todo su apogeo; los trilobites llegaron a todo su esplendor durante el Siluriano inferior, en este período se encuentran los graptolites (pólipos), braquiópodos; la fauna coralina aumentó de forma notable asociada a briozoos, abundaron los cefalópodos nautiloideos dotados de una concha espiral. Los mares alcanzaron su máxima expansión y aparecieron peces anáspidos que carecían de ojos, mandíbulas y aletas pares. Aparecieron también los primeros seres terrestres, sobre todo plantas vasculares y los artrópodos, probablemente miriápodos y escorpiones primitivos.

Devoniano. El nombre se debe a R. Murchison y proviene de la región Devon, al suroeste de Inglaterra, donde se hicieron los primeros hallazgos. Se desarrolló entre los 408 y 360 Ma. Los océanos comenzaron a retroceder, y el clima, aunque variable, fue muy templado, sin zonas climáticas diferenciadas. Desaparecieron los graptolites y otros como los corales y los trilobites iniciaron un claro retroceso, a la vez que se extendían los cefalópodos ammonoideos. Aparecieron también peces con mandíbulas y placas óseas, los placodermos, así como los primeros crosopterigios y anfibios (ictiostégidos). Pero donde se produjeron cambios fue en el continente donde las plantas vasculares continuaron desarrollándose, originando los primeros bosques; también aparecieron los primeros hongos, así como primitivos briofitos y helechos.

Carbonífero. El nombre de este período hace referencia a la abundancia de carbón en los depósitos sedimentarios formados en este tiempo. Este periodo se desarrolló entre los 360 y 286 Ma. Este hecho hace suponer que los vegetales alcanzan su máximo esplendor.

A lo largo de este período la Tierra se pobló de bosques espesos, los helechos gigantescos constituyeron un destacado elemento de la flora y presentaban una gran variedad de formas y tamaños; sin embargo, en los mares declinaron los corales y los trilobites; los braquiópodos, foraminíferos, cefalópodos y briozoarios se desarrollaron. Se presentaron los primeros reptiles, los

protosaurios, los cuales empezaron a desempeñar un destacado papel; igualmente abundaron los arácnidos y los insectos primitivos de gran tamaño (más de 60 cm) y los anfibios. Aparecieron los tiburones, así como las coníferas. Al final de este período tiene lugar la orogenia herciniana.

Permiano. La denominación corresponde también, a R. Murchison, para hacer referencia a una cuenca situada cerca de la ciudad rusa de Perm. Se desarrolló entre los 286 y 246 Ma, caracterizándose por una intensa orogenia.

En cuanto al clima, éste experimentó una serie de cambios y empezaron a diferenciarse las estaciones: mientras que en el hemisferio norte fue seco e incluso árido, en el sur fue glacial. El final de este período estuvo marcado por una crisis de la fauna, que condujo a la extinción de un gran número de especies, tanto marinas como continentales. Entre las especies que desaparecieron definitivamente se encontraban muchos braquiópodos, fusulinas, trilobites, tetracoralarios, goniatites, etc. Los insectos experimentaron una expansión y surgieron órdenes que han sobrevivido hasta la época actual. Las plantas terrestres evolucionaron lentamente en un principio y luego de forma mucho más rápida, predominando los lepidodendron, calamites, coniferales y helechos. En relación con los vertebrados, los anfibios laberintogocéfalos alcanzaron formas gigantescas. Los reptiles iniciaron su explosión evolutiva y destacaron los pelicosaurios, como el dimetrodonte.

Secundaria o Mesozoica

Esta Era se inició hace 245 Ma y terminó hace 66 Ma, tuvo una duración de 179 Ma. Geológicamente supuso el final del ciclo orogénico herciniano y el inicio de la orogenia andina y alpina. Es una era de gran calma, desde el punto de vista volcánico y orogénico, lo que fue un factor importante para el desarrollo de la flora y de la fauna, al mismo tiempo que la erosión y sedimentación fueron tan intensas que produjeron materiales para la formación de los geosinclinales que servirían de base para los grandes plegamientos terciarios.

Se produjeron movimientos epirogénicos que produjeron grandes transgresiones y regresiones y, por lo tanto, importantes variaciones en la configuración de los continentes. Las rocas que predominan son areniscas, margas y calizas y en ocasiones sal, lo que se deduce que el clima fue mucho más cálido y la temperatura alta de las aguas marinas.

Se le denomina también la Era de los Reptiles por el gran desarrollo que alcanzaron tanto en tamaño como en número de especies, unos eran nadadores, como el ictiosaurio; otros, terrestres, como los dinosaurios, entre los que destacan los diplodocus, de unos 22 metros de longitud; el iguanodon, de 10 metros, que caminaba a saltos ayudándose con la cola como los canguros actuales.

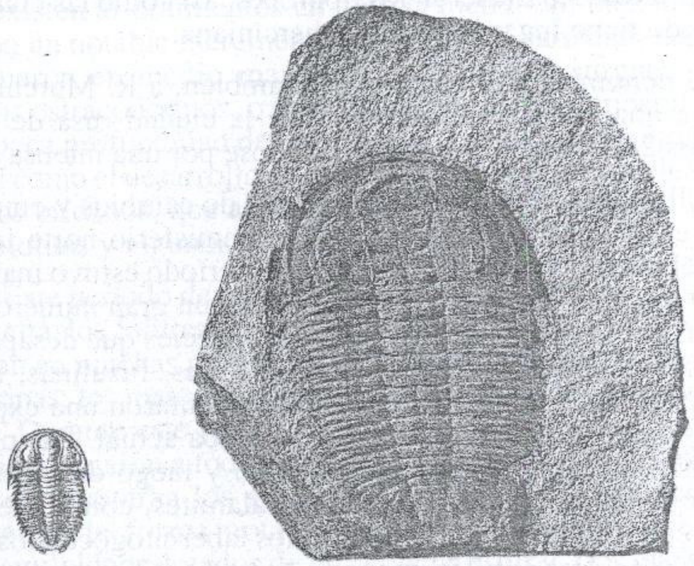


Fig. 19.3 Trilobite denominado X*ystreidura saint-smith* (CHAPMAN) del Cambriano encontrado en Australia (Foto L. Romero)

Fig. 19.4 El graptolito llamado *Didymograptus serratus* (HALL). Encontrado en la localidad de Sandia, Dpto. Puno, de edad Arenigiana. (Foto L. Romero).

Fig. 19.5 Graptolito denominado *Monograptus convolutus* (HISINGER)(Foto L. Romero)

Fig. 19.6 Braquiópodo llamado *Mediospirifer audaculus* (CONRAD). Encontrado en el río Yoyato, localidad de Limpia, Cusco, de edad del Devoniano. (Foto L. Romero).

Fig. 19.7 Un espécimen de escorpión acuático llamado *Paraisobuthus prantli* (KJELLSVIG) del Carbonífero superior encontrado en Norteamérica (Foto L. Romero) .

Fig. 19.8 Braquiópodo llamado *Conetes* sp encontrado en EE.UU (Foto L. Romero)

La mayoría eran herbívoros, pero también existieron algunos carnívoros, como el tyranosaurio.

Hacia la mitad de la Era aparecen las primeras aves, con muchas características todavía de los reptiles (dientes en el pico, grandes colas, etc.) y los primeros mamíferos pero son muy poco importantes en esta Era. En las facies marinas, los fósiles característicos son los ammonites, denominados así por su aspecto parecido a cuernos de carnero como los ostentados por el dios egipcio Ammón, sus conchas se conservan muy bien y tienen gran importancia como fósiles guías. Existen moluscos muy típicos denominados rudistas a finales de la era, con una valva pequeña y la otra mucha mayor, de forma cónica.

En la Era Mesozoica se distinguen tres períodos bien definidos, el Triásico, el Jurásico y el Cretáceo.

Triásico. Esta denominación procede de la triple división que presentaba una serie de estratos en la facies alemana: areniscas, calizas y margas. Se desarrolló entre los 245 Ma y 208 Ma. El clima predominante fue cálido y seco y la fauna consistente principalmente de ammonoideos y belemnites; igualmente aparecieron los crustáceos decápodos, mientras que los corales se encontraban constituidos por celentéreos hexacoralinos. Los reptiles se diversificaron y aparecieron los dinosaurios, algunos de los cuales retornaron al medio marino, como los ictiosaurios, mientras que otros evolucionaron adoptando características de mamíferos. En la flora predominaron las gimnospermas y algunas plantas como helechos gigantescos, coníferas.

Jurásico. Recibe su nombre por el gran desarrollo que tuvo en la localidad de Jura donde se encuentran calizas litográficas y mármoles correspondientes a este período. Se desarrolló entre los 208 Ma y 144 Ma, si bien el clima fue templado, se produjeron lluvias muy intensas, que provocaron una gran erosión; éstas dieron lugar a tres niveles de sedimentos: el Lias o rocas negras, el Dogger o rocas pardas y el Malm o rocas blancas.

En la flora se acusa una gran monotonía, aparecen las primeras angiospermas, es decir, las plantas con semillas y flores. La fauna marina fue abundante y predominaron los moluscos sobre los braquiópodos. Los lamelibranquios y cefalópodos, evolucionaron rápidamente; destacando los belemnites y los moluscos gasterópodos, así como los braquiópodos.

Aparece uno de los fósiles más interesantes y mejor conservados, el *Arqueopterix*, impreso en las calizas litográficas de Baviera, y que es considerado como la primera ave, aunque si no fuese por las plumas fosilizadas encontradas, más bien parecería un reptil, con uñas prensoras, diente en el pico y una cola muy larga. Entre los vertebrados, continuaron predominando los grandes reptiles, ictiosaurios, plesiosaurios, saurópodos, dinosaurios (brontosaurus, stegosaurus, diplodocus) y reptiles voladores como el pterodáctilo. En cuanto a los primeros mamíferos, todos ellos son marsupiales de poca importancia.

Cretáceo. Se llama así por la roca predominante en este período, que es la creta, un tipo de caliza con restos de foraminíferos. Se desarrolló entre los 144 Ma y 66 Ma.

En cuanto a la fauna marina, los ammonites desaparecieron en este período, los belemnites iniciaron su decadencia y los braquiópodos escasearon; si bien los crinoideos fueron perdiendo importancia, la de los equinoideos fue cada vez mayor, a la vez que experimentaron una diversificación y alcanzaron su apogeo, lo que también ocurrió con los moluscos gasterópodos y los foraminíferos orbitolínidos.

Los reptiles prosiguieron su desarrollo y los dinosaurios dominaron la tierra firme, alcanzando proporciones gigantescas; algunos, como el tyranosaurus, de 14 m de longitud y 6 m de altura, eran feroces depredadores y otros como el triceratops, herbívoros. Surgieron también los ofidios y se desarrollaron los primeros mamíferos placentarios. En relación con la flora continental desaparecieron las pteridospermas, precursoras de las angiospermas.

Hace 65 Ma se produjo la extinción de los grandes reptiles. ¿Por qué se extinguieron los dinosaurios? Esta interrogante parece encerrar más interés y fascinación que cualquier otro problema del mundo prehistórico. Se han sugerido decenas de teorías, algunas serias y juiciosas, otras sin ningún fundamento científico. Las teorías más juiciosas sugeridas incluyen cambios de temperatura y de régimen alimenticio; los movimientos de la corteza terrestre podrían haber producido los mismos efectos; los cambios en la posición del eje de rotación de la Tierra; la inversión del campo magnético; cambios en la gravedad, en la presión o composición del aire y radiación cósmica.

Una nueva hipótesis es la concerniente al impacto de un meteorito de unos 6 y 15 km de diámetro contra la Tierra, la enorme nube de polvo eclipsó la luz solar, causando la completa extinción de los dinosaurios. Como ejemplo del principio del Actualismo, lo ocurrido en 1994 con la desintegración del cometa Shoemaker-Levy 9 que fue atrapado por la órbita del planeta Júpiter, cuyos fragmentos bombardearon al planeta con una energía equivalente de cientos de billones de toneladas de TNT, produciendo probablemente cambios en la atmósfera jovina.

Terciaria o Cenozoica

Esta Era comenzó hace 66 Ma hasta 0.01 Ma y tanto las formaciones geológicas como los seres vivos comenzaron a adoptar formas similares a las actuales. El inicio de esta Era se ve marcado por un nuevo período orogénico y por una renovación faunística, la extinción de numerosos grupos biológicos, principalmente moluscos y vertebrados, y el predominio de otros que ya habían iniciado su desarrollo en el Cretáceo, aunque en realidad, son escasos los grupos de invertebrados exclusivos del Cenozoico: Nummulitidos (foramíniferos), Clypeastroides (equínoideos), Atúridos (nautiloideos) y algunas órdenes de insectos. En cambio, entre los vertebrados, son numerosos los grupos que se desarrollan en el Cenozoico:

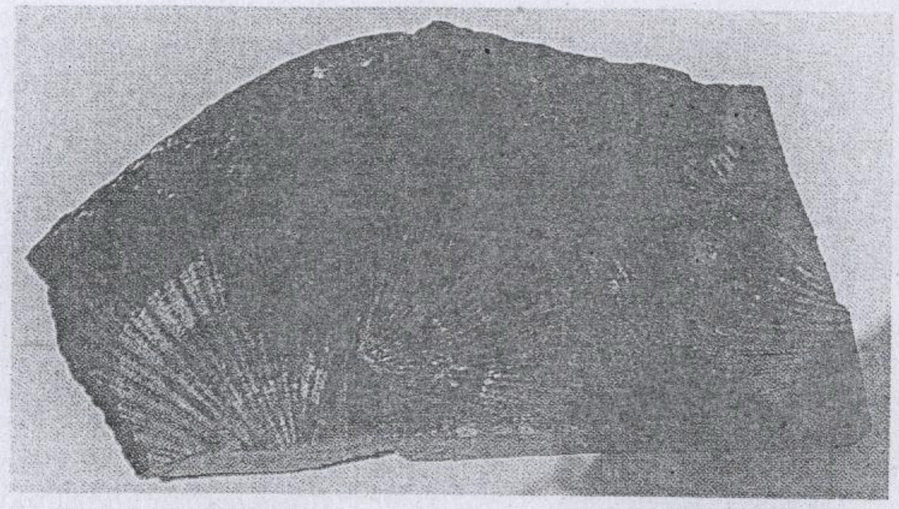


Fig. 19.9 Bivalvo llamado *Monotis subcircularis* (GABB). Encontrado en la localidad de Suta, chachapoyas, amazonas, de edad del Noriano (Foto L. Romero)

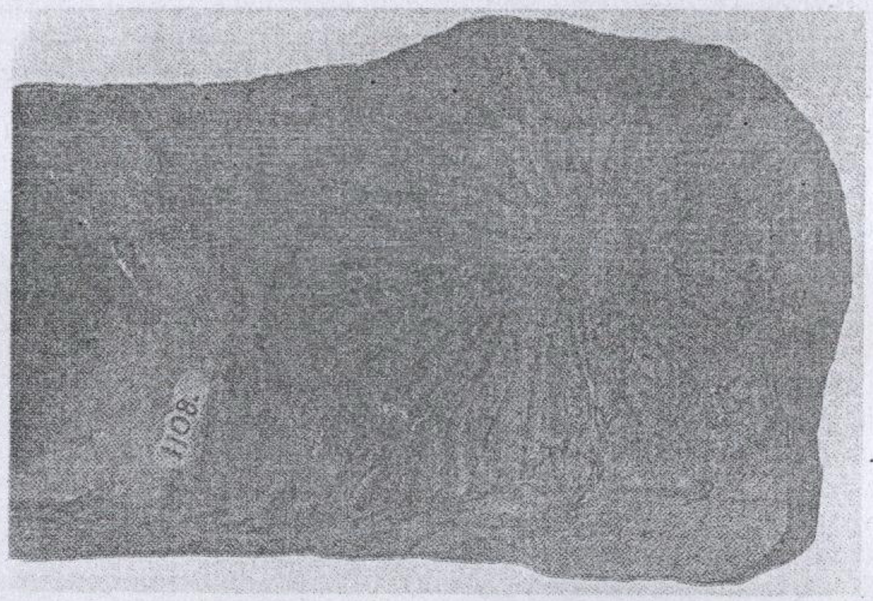


Fig. 19.10 Amonite llamado *Arnioceras ceratitoides* QUENSTEDT. Encontrado en la localidad de Ulcumayo, Junin, de edad Sinemuriana (Foto L. Romero)

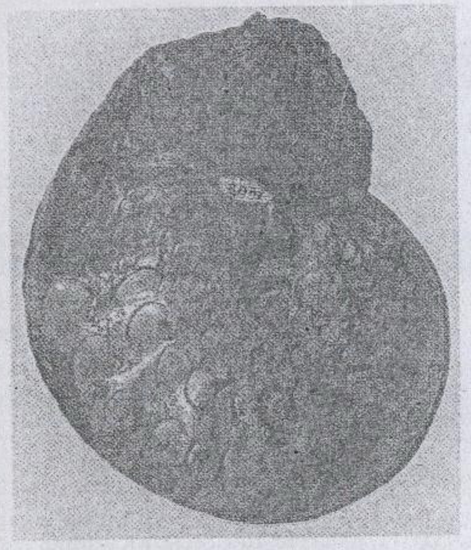


Fig.18.11: Amonite llamado *Tissotia singewaldi* KNECHTHEL. Encontrado en la quebrada Tunin, río Huallaga, San Martin, de edad coniaciana. (Foto L. Romero).

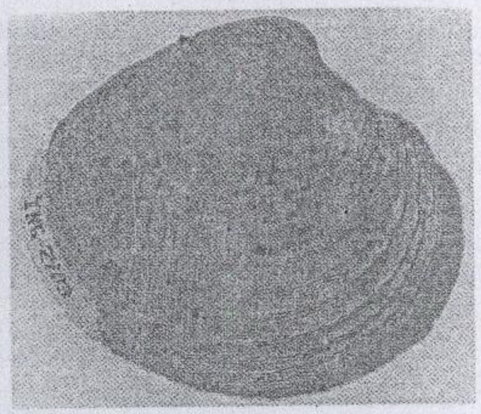


Fig.18.13: Bivalvo llamado *Chione (Chionopis)* sp. Encontrado en cerro Ballena, Ocucaje, Ica, de edad del Mioceno.(Foto L. Romero).

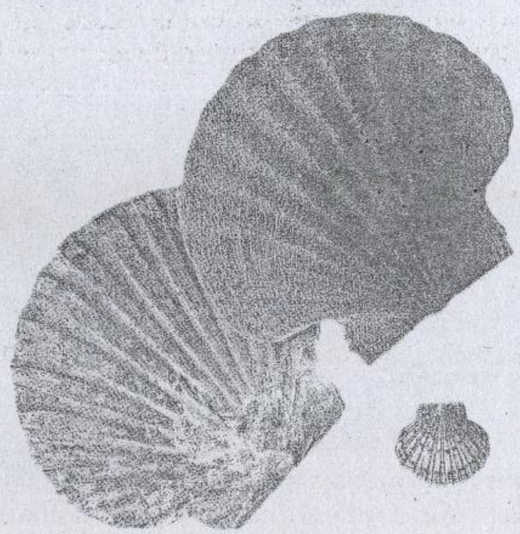


Fig.18.12: Un bivalvo llamado *Pecten beudanti*, de distribución mundial(Foto L. Romero)

Peces acantopterigios, serpientes venenosas, varias órdenes de aves y mamíferos placentados. Esta renovación de la fauna supone, en la mayoría de los casos, una auténtica ruptura del equilibrio biótico que existía en el Cretáceo, probablemente debido a cambios geográficos y climáticos acaecidos al final del Mesozoico, equilibrio que se vuelve a establecer en el Eoceno. A esta era se la conoce como la de los mamíferos.

Esta era se divide en tres períodos: el Paleógeno, Neógeno y Cuaternario.

Paleógeno. Se desarrolló entre los 66 Ma y 36.6 Ma. El clima cálido provocó que las palmeras se extendieran ampliamente, y surgieran las cactáceas y se desarrollaran las coníferas. Hay unos foraminíferos exclusivos del Eoceno y Oligoceno que son los Nummulites, consideradas fósiles guía, fueron abundantes, los peces seláceos de los cuales se conservan una gran cantidad de dientes fósiles. Si bien los mamíferos placentados habían surgido antes, fue en el Paleógeno cuando experimentaron una gran proliferación; aparecieron así, los primeros équidos, ungulados, creodontos y lemúridos (éstos del grupo de los primates) y también los primeros camélidos, proboscídeos y rinocerontes. Algunos mamíferos regresaron al mar, como los cetáceos y pinnípedos; aparecieron las aves corredoras; las plantas que predominaron fueron las fanerogamas y angiospermas

Neógeno. Se desarrolló entre los 36.6 Ma y 1,6 Ma. La flora predominante fueron las coníferas, cuya resina se convirtió en ámbar, la cual encierra múltiples insectos fósiles, y surgieron las gramíneas. En el mundo animal, predominaron a partir de entonces los mamíferos, especialmente los carnívoros, aparecieron las jirafas, los bovinos y primates semejantes al hombre.

Cuaternario. La Era Cuaternaria considerada desde 1,6 Ma hasta el reciente, tiene una duración muy corta comparada con los demás períodos geológicos, apenas dos millones de años. Este período queda bien caracterizado por la aparición del hombre sobre la Tierra, así como por un gran cambio climatológico que da origen a las glaciaciones y por la existencia de una fauna, que aún persiste en su mayoría y de la que procede toda la actual.

Se caracterizó por la presencia de épocas de carácter glaciar o glaciaciones, se denomina así a períodos de frío intenso durante los cuales la mayor parte de Europa, Asia y América del Norte quedaron cubiertas por grandes masas de hielo; en las zonas ecuatoriales los cambios de clima no dieron lugar a glaciaciones sino a lo que se denominaron épocas «pluviales» por la gran cantidad de precipitaciones atmosféricas en forma de lluvia que se cree existieron. No todos los geólogos están de acuerdo con el número de glaciaciones, mientras que para unos fueron cuatro, con tres períodos interglaciares de clima cálido, otros opinan que sólo existieron tres, con dos períodos interglaciares. Se mencionan las siguientes cuatro glaciaciones con sus respectivos períodos interglaciares: Gunz, Mindel, Riss y Wurm. La primera glaciación se inició en el Pleistoceno medio. Las causas de las glaciaciones, indiscutiblemente, fue-

Fig.19.14 Mastodonte denominado *Haplomastodon* sp .Encontrado en el Serpentín de Pasamayo, Lima, de edad Holoceno (Foto L. Romero)

ron muy complejas, dado que actuaron gran cantidad de factores simultáneamente, principalmente por causas astronómicas como son: la variación del eje de rotación de la Tierra con relación la elíptica, variaciones de la excentricidad de la órbita terrestre, etc.

Estas glaciaciones produjeron una notable disminución de las temperaturas, lo que afectó a diversas especies, tanto en la flora como en la fauna, obligando a éstas, en algunos casos, a realizar migraciones y conduciendo, en otros, a la extinción de diferentes especies.

La flora fue semejante a la actual, adaptada a los cambios climatológicos. En las épocas frías, parece ser que predominaban en las praderas plantas herbáceas y en los períodos templados los bosques de coníferas. La fauna es bastante parecida a la actual si se quita los grandes mamíferos de las épocas glaciares extinguidos, representados por el mamut, rinoceronte lanudo, uro o toro primitivo, tigre diente de sable, ciervo gigante, el oso de las cavernas, etc. En América del Sur abundan en este período los mamíferos desdentados como el megaterio y el gliptodonte.

Se conoce con mucha precisión la fauna del Cuaternario porque se encontraron esqueletos completos o casi completos de muchos animales de aquella época, lo que facilitó reconstruirlos por la cantidad de huesos y el buen estado de conservación (como ejemplo el milodontido encontrado en la laguna de Yanacocha, en Chingas, Dpto. de Ancash). Los dientes fósiles son también piezas importantes que permiten la identificación de los vertebrados, ejemplo el haplomastodonte, encontrado en 1995 en el serpentin de Pasamayo, a 45 km al norte de la ciudad de Lima. Además tenemos las pinturas rupestres con representaciones gráficas de animales y plantas.

EL HOMBRE FÓSIL

Uno de los aspectos más importantes del estudio del Cuaternario lo constituye el estudio de los fósiles de los homínidos que pretende establecer la filogenia humana y sus relaciones con el tronco de los primates. Los homínidos aunque exhiben una variedad de formas poseen algunas características significativas que los distinguen de otros homínoides: la primera es su manera de locomoción, son bípedos teniendo una postura recta que se refleja en la modificación de su pelvis y de sus miembros, la segunda es una tendencia a un cerebro grande e internamente reorganizado, y otras características incluyen una cara reducida y diente canino reducido y su incremento a la destreza manual con sus rasgos asociados, el uso y construcción de utensilios sofisticados.

Muchos antropólogos creen que estas características comunes de los homínidos evolucionan como una respuesta a los grandes cambios climáticos que empezaron en el Mioceno y continuaron en el Plioceno. Durante este tiem-

po vastas sabanas reemplazaron a los bosques lluviosos del África tropical donde los prosimios y primeros antropoides fueron muy abundantes.

Los fósiles de homínidos en sus géneros *Austrolopitecos* y *Pithecantropus*, se han encontrado en cavernas donde se refugiaban en épocas frías y en los aluviones fluviales depositados en épocas más cálidas. Con certeza no se puede decir cuáles son los primeros restos encontrados pertenecientes al hombre, pues sólo por las características anatómicas incompletas que se tienen no se puede precisar si alguno de los restos más antiguos encontrados pertenece a hombres auténticos, con un nivel de inteligencia, o pertenecen a primates próximos.

Homínidos

Australopithecus

Los Homínidos más antiguos datan del Pleistoceno inferior y proceden del Sudáfrica, fueron encontrados por Raymond Dart en 1924 y otros especimenes han sido encontrados en Tanzania, Kenya y Etiopia. A pesar de presentar muchas características anatómicas que podemos considerar humanas, tal como su dentición y estructura de la pelvis y cadera que nos indican que eran bípedos, así como su capacidad craneal de 450 cc, no se sabe con certeza si eran ya pertenecientes al género humano o solamente primates muy evolucionados. Se conocen cuatro tipos principales, actualmente incluidos en el único género *Australopithecus*: el más primitivo es *A. Afarensis*, *A. Africanus*, *A. Robustus* (Parantropo) y *A. Boisei* (Zinjantropo).

Australopithecus Afarensis, el cual vivió hace cerca de 4 a 2.75 millones de años, los miembros de esta especie fueron bípedos y exhibían gran variedad de tamaño y peso particularmente entre el macho y la hembra, ellos tenían tallas de, 1.0 a 1.7 m y pesaban entre 25 y 60 kg, su capacidad del cerebro (380 a 450 cc) era más grande que los chimpancés (300 a 400 cc) pero mucho más pequeño del humano moderno (1 300 cc promedio).

Australopithecus Africanus, el cual vivió hace 3.0 a 1.6 millones de años, la distinción con A. Afarensis fue su promedio de talla ligeramente mayor (1.4 versus 1.2 m) y ligeramente mayor capacidad craneal de 400 a 600 cc versus 380 a 450 cc

Australopithecus Robustus vivió hace 2.3 a 1.3 millones de años, tuvo un talla algo mayor de 1.5 m de promedio y capacidad craneal de 500 a 600 c. Los miembros de este especie tuvieron calavera masiva y cara aplanada y profunda, fuerte quijada, molares aplanados indicando que ellos fueron primariamente vegetarianos.

Australopithecus Boisei tiene también una forma robusta encontrado en África Oriental, vivió desde cerca de 2.5 a 1.2 millones de años, es muy similar al A. Robustus en la posesión de una cresta en el tope del cráneo, una cara

aplanada y diente molar grande, largo y aplanado, sin embargo estas características son mucho más exagerados en el A. Boisei.

Aunque se han encontrado asociados a una cultura lítica muy primitiva (cultura del guijarro) y parece que usaban huesos de mamíferos que ellos cazaban, no está definitivamente demostrado que fuesen hombres auténticos.

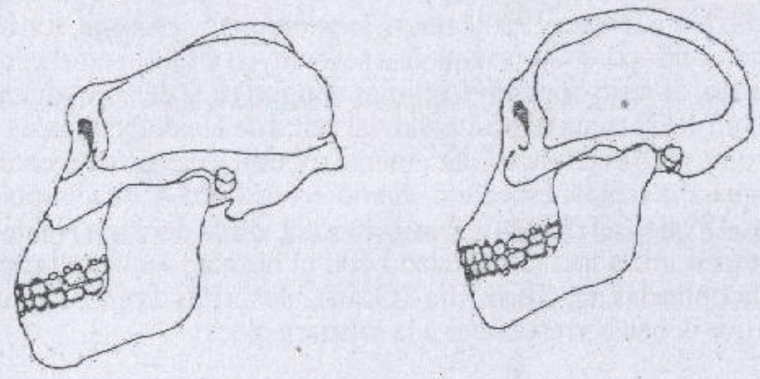


Fig.19.15 *Australopithecus boisei* y *Asutralopithecus africanus*, mostrando las diferencias craneanas (Según Birdsell)(tomado de Iriarte 1989).

EL LINAJE HUMANO

Homo Habilis

En 1959 se encontraron en la quebrada de Olduvai en Turkana Oriental en África, otros restos de Australopitecos más completos y más evolucionados que se pueden considerar como auténticos precursores del hombre, con menos robustez de la mandíbula, con una capacidad craneal entre 640 y 733 cc, una disposición de los huesos de la mano que la hacía apta para empujar objetos, dentición distinta, que indican tendencias evolutivas hacia el género *homo*. A estos restos se les denominó *homo habilis* y se les encontró asociados a una cultura lítica primitiva (olduwayense) y su antigüedad se calcula por el método de potasio-argón, entre los que se encontraba el homo habilis, de 1 750 000 años, otras dataciones arrojan de 1 200 000 y 2 700 000 años. También han sido encontrados restos de *homo habilis* en Koobi Fora y en África.

Pithecanthropus

Estos restos humanos fósiles de mayor interés corresponden al primer período interglacial Gunz-Mindel y proceden de la isla de Java. Son los del famoso «pitecantropo», hallado por Dubois entre 1891 y 1892, que durante mucho tiempo fue conocido con el nombre de *Pithecanthropus erectus* y que actualmente, después de los nuevos hallazgos de Koenigswald en Java, entre

1938 y 1940, han permitido la reconstrucción completa del cráneo, con una capacidad de 1000 cc, se incluye en el género *homo*, como especie distinta *homo erectus*. Estos restos datan de un millón de años aproximadamente.

Sinanthropus

Los restos de «sirtantropo» hallado en Chou-Kou-Tién, cerca de Pekin desde 1921, fue descrito por Black en 1930, como *Sinanthropus pekinensis*, son equivalentes a los del «pitencantropo» y como aquellos se incluyen también en el género *homo erectus*. En Europa, el resto humano fósil más antiguo es la célebre «mandíbula de Mauer» hallado en 1908 en un depósito aluvial cerca de Heidelberg, tiene dentición netamente humana, pero es extraordinariamente robusta y carece de mentón, actualmente se le asigna a la misma especie de *homo erectus*. En África, también se han encontrado restos fósiles referentes al *homo erectus*, cerca del lago Njarasa (África Oriental), un cráneo inicialmente bautizado con el nombre «africanthropus» y las mandíbulas encontradas en Ternifine (Orán), descritas como «atlanthropus mauritanicus», que deben corresponder a la misma especie.

Neanderthalensis

Se conocen unos ochenta esqueletos, algunos completos, constituyen un tipo netamente humano que proliferó durante la última glaciación (hace unos 80,000 años). El hombre de Neanderthal tenía una estatura baja alrededor de 1,60 metros, esqueleto robusto y cráneo voluminoso que alcanzó 1,400 cc, de frente retirada, cara muy desarrollada, gruesos arcos superciliares, en forma de visera, lo cual constituye su principal rasgo anatómico y le da un aspecto «bestial» característico y de fuerte mandíbula. Los restos más antiguos de este tipo son los encontrados en Gibraltar.

Homo Sapiens Sapiens

Los esqueletos fragmentados hallados en Cro-Magnon, en Lez Eyzies, Dordogna, Francia, en 1968, por Louis Lartet, fueron relacionados al *homo sapiens sapiens*, el cual es muy semejante al actual. En Europa se denomina «raza de Cromagnón», con una capacidad craneal de 1,700 cc, se presume su existencia al final de la cuarta glaciación Wurm hace 20,000 años en pequeños grupos, fueron cazadores y recolectores se les atribuye las pinturas rupestres.

Parece ser que en los restos encontrados en diferentes partes del mundo de este tipo homo sapiens ya se apreciaron diferenciaciones raciales. La historia del hombre primitivo comprende dos edades: la Edad de Piedra y la Edad de los Metales. La Edad de Piedra se divide en edad de la Piedra Tallada o Período Paleolítico que corresponde al Pleistoceno y Edad de la Piedra pulimentada o Período Neolítico que corresponde al Holoceno. En el primero, los restos fósiles permiten apreciar diferencias raciales, pero no de especie; en el segundo, el hombre se hace sedentario.

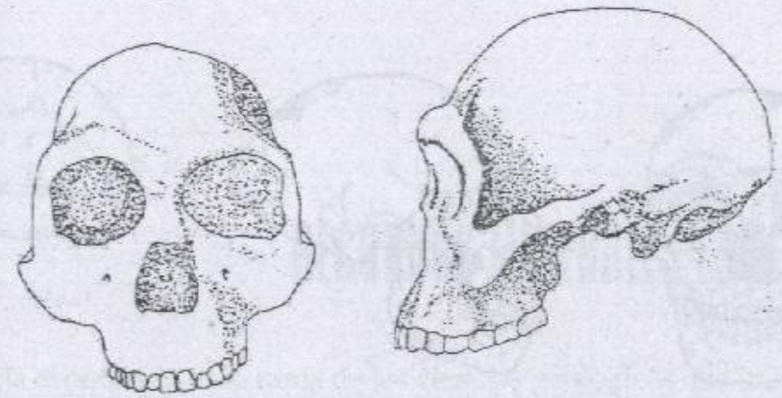


Fig.19.16: *Homo habilis* de Koobi Fora (Según S.L. Washburn y R. Moore).

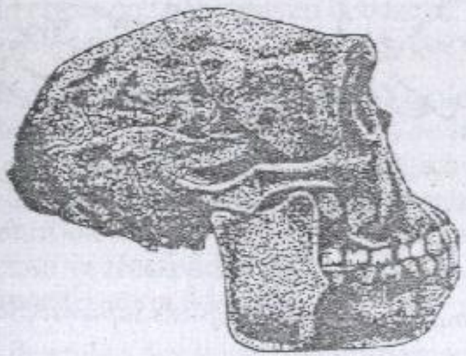


Fig. 19.17: Cráneo reconstruido de *Pithecanthropus robustus*, de Java (Según Comas).

Fig.19.18: Cráneo reconstruido de *Sinanthropus pekinensis*, de Cou-Koutien (China) (Según Comas).

(tomado de Iriarte, 1989)

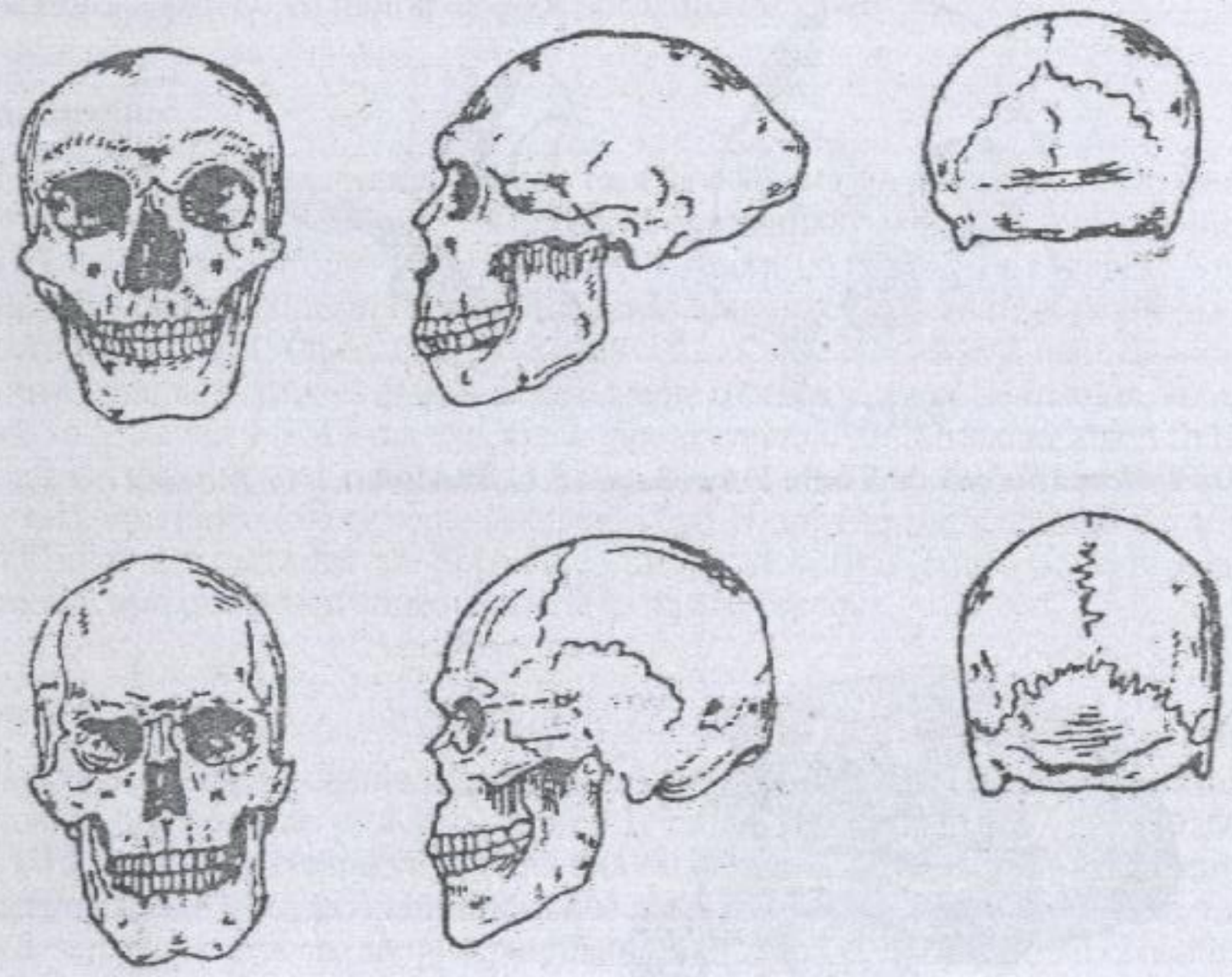


Fig.19.19: Comparación de cráneos de *Neanderthal* y *Homo sapiens sapiens*. (Según Howells).

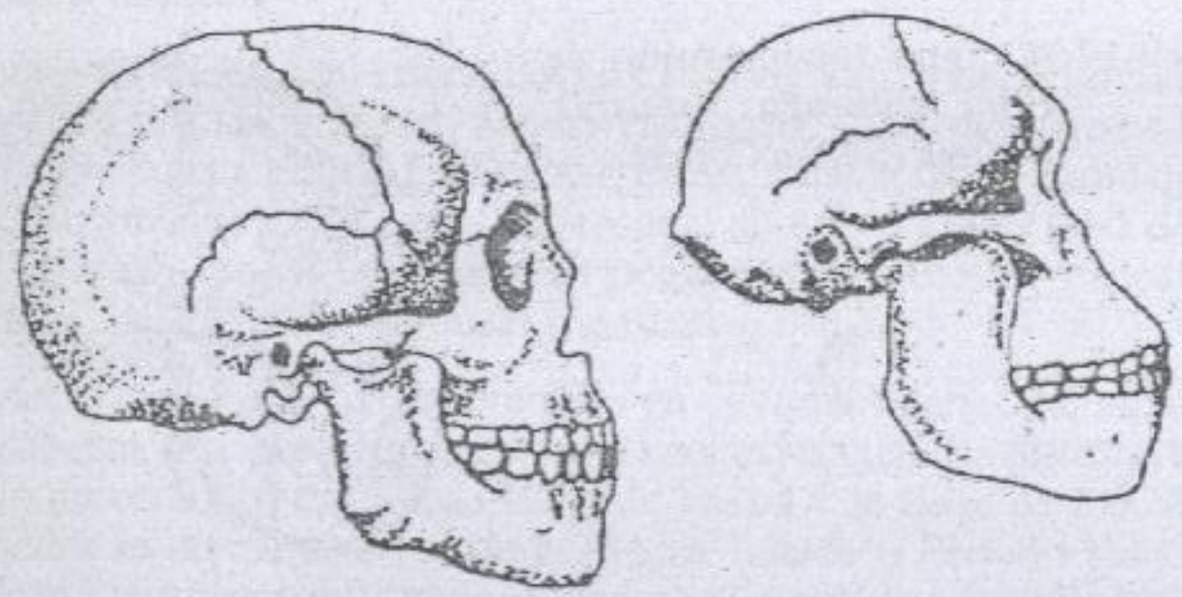


Fig.19.20: Diferencias entre los cráneos de *Homo sapiens* (a la izquierda) y del *australopithecus africanus*. (Según S.L. Washburn y R. Moore)(tomado de Iriarte, 1989).

Capítulo XX

RECURSOS MINERALES EN EL PERÚ

La Geología económica es la rama de las ciencias geológicas que trata de los materiales minerales que el hombre extrae de la Tierra para su desarrollo. Abarca la distribución, carácter, estructura, usos y origen de los minerales y toda esta información ha llevado a la formulación de teorías sobre su formación. Esta ciencia está relacionada con la geografía y la economía, puesto que proporciona información concerniente a la distribución espacial y a los recursos de los materiales terrestres que constituyen la base de la industria minera no solo en base de los minerales metálicos, sino también los minerales no metálicos.

La Metalogenia es la rama de la Geología que estudia las leyes que gobiernan la distribución espacio-temporal de la mineralización de interés económico, en relación con la historia geológica de los elementos estructurales de la corteza terrestre, cuyo conocimiento se hace necesario para proporcionar una base científica a los trabajos de exploración e investigación minera y para incrementar la efectividad de los mismos al propiciar la selección de las técnicas de investigación adecuadas.

Para descubrir las leyes que gobiernan la distribución de los depósitos minerales en una determinada región, se parte del principio histórico que establece la estrecha relación entre los procesos de formación de los minerales, con el régimen de movimientos tectónicos, la naturaleza, forma e intensidad de la actividad ígnea y metamórfica y las características de la sedimentación en las distintas etapas del desarrollo de las estructuras de la corteza terrestre.

La metalogenia se apoya en la Geoquímica que estudia la distribución de determinados elementos químicos en la corteza terrestre, pero, de una manera más general, que tiene como objeto descubrir ciertas "anomalías" de los elementos que pueden ser explotados económicamente, entendiéndose este término en el sentido de valores superiores a la media normal general, porque la distribución de los elementos químicos a través del ciclo geológico, constituye el objetivo principal de la geoquímica Por ello, la metalogenia se encuentra en el punto medio de la Geoquímica y la Petrología; dado que los depósitos minerales son concentraciones singulares que deben ser investigados y explotados con beneficio económico.

Las necesidades del mundo moderno han acelerado el consumo de materias primas minerales, tanto por el crecimiento de la población, el avance de las nuevas tecnologías y el crecimiento de los países en vías de desarrollo; ante esta situación es evidente que los recursos minerales deben renovarse a un ritmo suficientemente rápido, mediante el hallazgo de nuevas reservas.

Pero la búsqueda de materias primas se hace más difícil, ya que prácticamente, casi todos los depósitos minerales aflorantes están localizados e igualmente ocurre con los que se encuentran a escasa profundidad, salvo de aquellos inéditos, que hayan pasado desapercibidos por su baja ley o por su gran profundidad, lo que conlleva el empleo de nuevas y más precisas tecnologías y estudios.

TÉRMINOS GEOLÓGICO-MINEROS

En los últimos años se han utilizado los siguientes términos para referirse a las concentraciones de minerales:

Depósito mineral: Se puede definir depósito mineral como la acumulación o concentración de sustancias minerales metálicas y no metálicas.

Yacimiento mineral: Es la concentración o acumulación de elementos o sustancias minerales útiles en la corteza terrestre, de manera tal que pueden ser explotadas económicamente.

Mena, ganga y estéril: En un mismo yacimiento, se encuentran varios minerales de los cuales sólo algunos van a ser objeto de extracción y el resto será desechado. La mena es el mineral explotable, el más valioso de los asociados, y la ganga está formada por otros minerales que no se consideran rentables y, por lo tanto no son objeto de explotación. Estéril se considera la parte del yacimiento que no es económicamente explotable, pero que debe ser extraída en el laboreo.

Los primeros dos conceptos son relativos. La mena puede depender de su abundancia, de tal forma que en un yacimiento lo que es mena, por su gran abundancia, resulte ganga en otro yacimiento, al venir asociada a minerales abundantes y de mayor importancia.

Minerales primarios: Los minerales se llaman primarios o hipógenos cuando se han formado originariamente a partir del magma y los encontramos dentro de la masa magmática o en su periferia.

Minerales secundarios: Los minerales secundarios o supergénicos son el resultado de la alteración de los primarios en zonas superficiales de la corteza terrestre, que da lugar a la formación de nuevos minerales que se encuentran en equilibrio con el nuevo ambiente geológico.

Ley de la mena: Es el contenido de un determinado metal por unidad de peso o volumen. La ley se puede expresar en porcentaje o en gramos por tonelada o ppm (partes por millón), generalmente esta última para expresar la abundancia elemental.

Ley de un yacimiento: Es el contenido promedio de las leyes correspondientes a las menas de las distintas zonas del yacimiento, el cálculo de esta ley exige una metodología adecuada de alta confiabilidad, de tal manera que el valor promedio de la misma represente la ley media del yacimiento.

Ley de corte: Se define como aquella ley por debajo de la cual un yacimiento no es económicamente explotable, cada yacimiento tiene su ley de corte, la cual depende de muchos factores: geológicos, económicos, geográficos, disponibilidades energéticas, infraestructura, etc.

Reservas: Se denomina reserva mineral el volumen o tonelaje de una mena en un yacimiento, por lo tanto, económicamente explotable. Tradicionalmente se han distinguido tres categorías de reservas, según el grado de confiabilidad en las mediciones realizadas y en la cubicación:

Reservas Probadas: Aquellas delimitadas o conocidas en tres dimensiones mediante laboreo minero y sondajes, es decir, preparadas para se extraídas, también se les conoce como reservas medidas, y constituyen la base para el estudio de la viabilidad económica del proyecto de explotación minera.

Reservas Probables: Aquellas delimitadas en dos dimensiones, también por laboreo minero y sondajes, pero su espaciamiento es tan amplio que no permiten garantizar la continuidad de la estructura mineralizada ni su ley promedio.

Reservas Posibles: Aquellas cuyo conocimiento se basa en algunas evidencias aisladas, laboreo exploratorio, anomalías geoquímicas y geofísicas, etc, pero que no tienen significación económica.

ORIGEN DE LOS YACIMIENTOS

1.- Depósitos formados por procesos ígneos

El proceso de la diferenciación magmática explica cómo a partir de un magma se forman las rocas ígneas; pero también explica cómo se forman los yacimientos minerales asociados a este proceso.

El magma contiene una fracción volátil como vapor de agua (el más importante), el CO_2 y ciertos elementos como flúor, cloro, boro, que constituyen lo que se denomina *soluciones hidrotermales*, que actúan como medio de transporte de los elementos metálicos, en combinaciones químicas complejas. En el proceso de diferenciación magmática se distinguen cuatro fases en las que se forman distintos tipos de yacimientos minerales:

Fig. 20.1 Mina Mantos Verdes en Tacna con mineral oxidado de cobre (Foto M. Carpio)

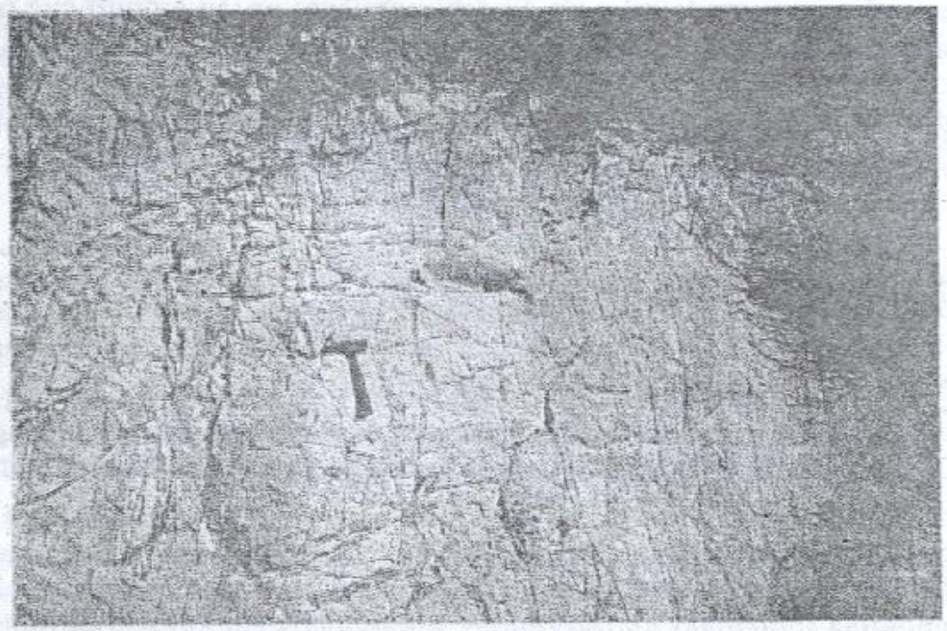


Fig. 20.2 Stockwork relleno de òxidos de hierro en mina Los Rosales, en Puno (Foto E. Boulangger)

a) Yacimientos Ortomagmáticos

Formados en la fase del mismo nombre, en la que comienzan a cristalizar la mayor parte de los silicatos, minerales formadores de rocas ígneas, al ir descendiendo la temperatura; pero además puede ocurrir que en esta fase se produzcan segregaciones de minerales metálicos, que quedan incluidos en la masa de las rocas plutónicas. Son las llamadas *segregaciones magmáticas*.

b) Yacimientos Pneumatolíticos

Originados en una segunda fase de consolidación denominada *fase pegmatítica-pneumatolítica*. En esta fase la presión de las sustancias volátiles es mayor que la presión confinante y los fluidos pueden escapar, si encuentran condiciones apropiadas para ello, por fracturas o grietas, ascendiendo los elementos metálicos que no entraron a formar parte de los silicatos de la fase anterior. Estos elementos metálicos se concentran en filones o vetas. Las rocas formadas en esta fase son las pegmatitas.

c) Yacimientos Pirometasomáticos

Son yacimientos formados por metamorfismo de contacto y metasomatismo (intercambio de iones) producidos por el contacto de la roca ígnea con sus gases y fluidos residuales sobre las rocas encajonantes. Así se forma un halo o aureola alrededor de la roca intrusiva y concentraciones de minerales económicos llamados *skarn*.

d) Yacimientos Hidrotermales

La última fase de la diferenciación magmática es la llamada *fase hidrotermal* y dará lugar a este tipo de yacimientos. En esta fase juega papel importante el vapor de agua, que se encuentra a elevada temperatura. De carácter ácido por la sílice que lleva en disolución, movilizan diversos compuestos minerales en forma iónica o coloidal, que al descender la temperatura o por diversas reacciones con el medio donde se depositan, forman filones o vetas, aprovechando las fisuras. Estos yacimientos atraviesan todo tipo de rocas, plutónicas, volcánicas, sedimentarias o metamórficas.

A veces, las soluciones hidrotermales pueden penetrar en las rocas encajonantes, siempre que éstas lo permitan por su alta porosidad, teniendo lugar una serie de reacciones químicas entre los componentes de la solución y la roca encajonante, que forma nuevos minerales que pueden reemplazar, parcial o totalmente, a los minerales que constituían a las rocas, lo que da lugar a los yacimientos diseminados o de reemplazamiento.

Estos yacimientos, de acuerdo con la profundidad del foco magmático, se clasifican en hipotermal, mesotermal, epitermal, así como teletermal, y xenotermal.

2.- Depósitos a partir de aguas calientes

a) Depósitos exhalativos

Depósitos que se forman a partir de la circulación de aguas a través de la corteza terrestre incorporando elementos metálicos, cuyos minerales son posteriormente depositados en los fondos oceánicos.

b) Depósitos estratoconfinados

Depósitos que se forman por la precipitación de minerales de interés económico en horizontes o niveles determinados dentro de corteza terrestre.

3.- Depósitos formados en superficie o a escasa profundidad

Por acción de los agentes atmosféricos, que liberan y lixivian elementos solubles realizando una concentración diferencial y residual de los materiales insolubles. Se forman los depósitos de enriquecimiento supergénico y residuales

a) Depósitos de enriquecimiento supergénico

Cuando un yacimiento aflora a la superficie, la acción química de la atmósfera y las aguas de infiltración producen importantes alteraciones en los minerales primarios que existían en dicho yacimiento. En este tipo de yacimiento se pueden distinguir tres zonas, que coinciden con las zonas de las aguas del subsuelo:

Zona de Oxidación. Conocida como *sombrero de fierro* o *gossan*, en ella predominan los procesos de oxidación, hidratación y carbonatación, que dan lugar a minerales epigénicos o secundarios, que suelen ser de colores vivos, por la presencia de limonita, hematita, azurita, malaquita, etc.

Zona de Cementación. También conocida como *zona de enriquecimiento secundario*, se caracteriza porque en ella se acumulan los compuestos solubles arrastrados por el agua de infiltración, además, por la presencia de nuevos minerales, principalmente sulfuros secundarios y metales nativos.

Zona Primaria. La zona de mayor profundidad, en la cual el yacimiento aparece en sus condiciones primarias, con los minerales singenéticos o primarios.

Fig. 20.3 Mina de San Rafael productora de estaño en Puno (Foto E. Boulangger)

Fig. 20.4 La Rinconada en Puno, productora de oro extraído de la Formación Ananea.

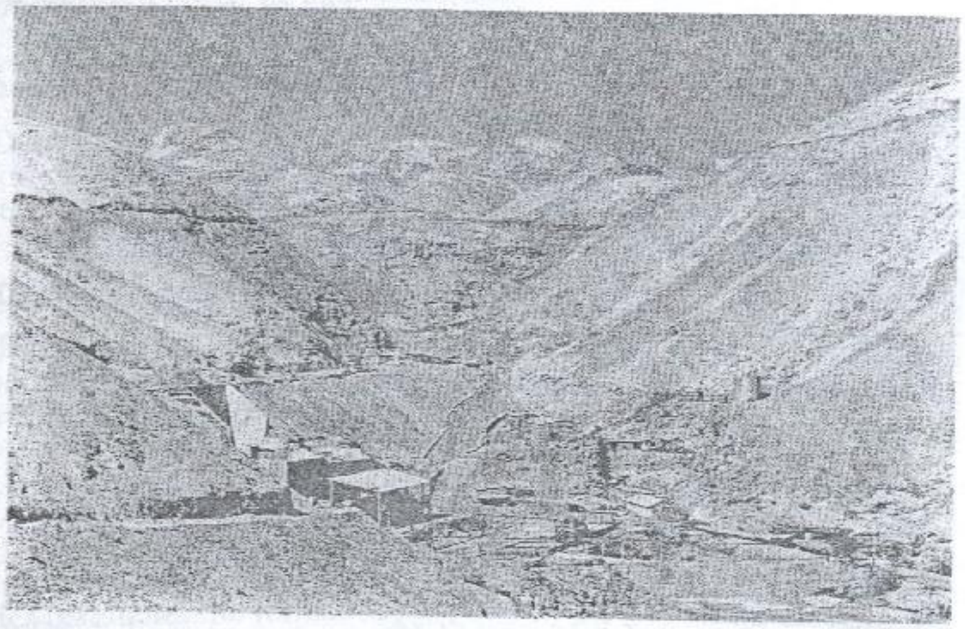


Fig.20.5: Vista panorámica de la mina Las Pampas de Cobre-Chapi en Arequipa (Foto M. Carpio).

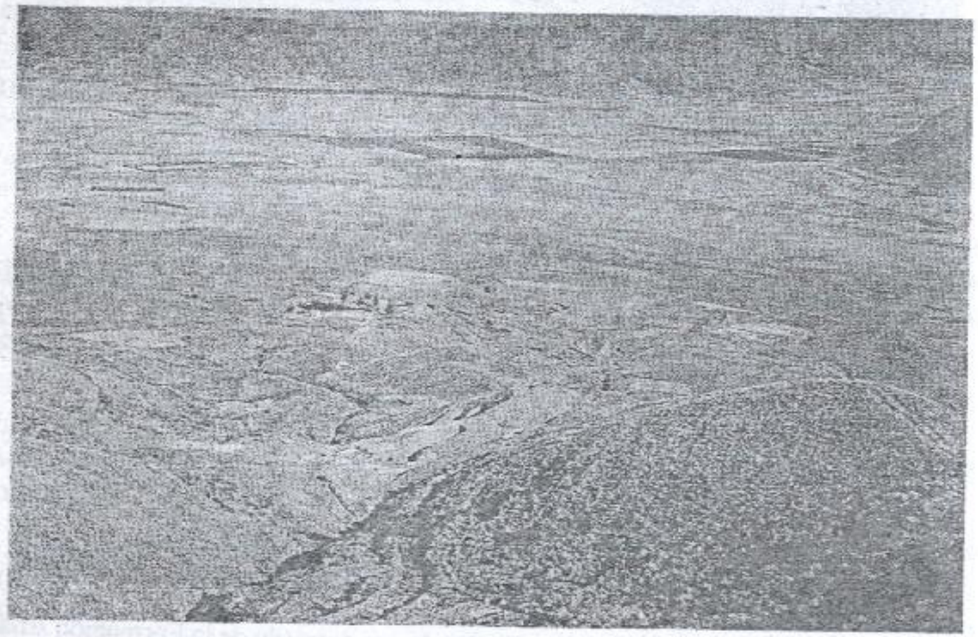


Fig.20.6: Vista panorámica de la mina Los Rosales-Puno (Foto E. Boulangger).

b) Depósitos Residuales

Formados por los procesos de la meteorización química que producen la oxidación de Fe^{+2} y Fe^{-3} y Al y la remoción de Na, Ca, y Mg en solución. Durante estos procesos de producen concentración de óxidos e hidróxidos insolubles que por su elevada concentración de Fe y Al se les denominan lateritas y bauxitas respectivamente

c) Depósitos detríticos

Depósitos que se forman por la concentración de minerales o metales pesados de gran dureza, a causa del movimiento de las aguas superficiales y del oleaje marino, conocidos como placeres o depósitos de concentración mecánica.

d) Depósitos sedimentarios

Depósitos que se forman por la precipitación química o bioquímica, de ciertos elementos en solución en determinados ambientes tales como en aguas de mares o lagos, y que dan lugar a la formación de los depósitos sedimentarios de precipitación y evaporíticos.

4.- Depósitos formados por procesos metamórficos

Aquellos depósitos minerales que se encuentran en las rocas metamórficas o que han sufrido los procesos metamórficos, se conocen como depósitos metamórficos o depósitos metamorfizados.

YACIMIENTOS ECONÓMICOS EN EL PERÚ

Los recursos mineros del Perú, ubicados a lo largo y ancho de su territorio, se encuentran entre los mayores y más variados del mundo. Si bien la explotación de los recursos no está en relación con la importancia de su potencial, el país produce y exporta 15 metales distintos. Cuenta, además, con un extraordinario potencial de no metálicos y dentro de las 200 millas de dominio marítimo grandes formaciones de nódulos de manganeso con porcentajes interesantes de otros elementos.

El oro, cobre, plata, plomo, zinc y hierro, son los 6 productos mineros de gran importancia tanto por su volumen de producción como por su influencia sobre la economía nacional, a los que corresponde el 99% de la producción nacional.

El cobre es de todos los metales el que presenta mejores posibilidades de rendimiento por sus considerables reservas, concentradas en su mayor parte en yacimientos de cobre porfirítico en Cerro Verde y Santa Rosa (Arequipa), Cuajone

Como consecuencia de los procesos de meteorización y erosión de los yacimientos primarios, aparecerán formando yacimientos secundarios detríticos en forma de pepitas o arenas auríferas, formando los conocidos placeres de oro.

Yacimientos de Estaño y Tungsteno

La única mena de estaño es la casiterita (SnO_2) que se encuentra en filones asociados a cuarzo y a diversos minerales como turmalina, fluorita, apatito. Estos yacimientos son generalmente pneumatolíticos, procedentes de magmas ácidos (granitoides). También es frecuente hallar al estaño con cuarzo, pirita y calcopirita e incluso en yacimientos hidrotermales.

Las menas de tungsteno son la scheelita (WO_4Ca), ferberita (WO_4Fe), hübnerita (WO_4Mn) y la wolframita (WO_4FeMn), los cuales se hallan asociados a cuarzo, pirita, calcopirita, fluorita, turmalina etc.

DESCUBRIMIENTOS E INVERSIONES MINERAS RECIENTES

Las operaciones en los yacimientos de Yanacocha, Pierina y Antamina representan las inversiones más importantes en los últimos años en el Perú

YANACOCHA

El yacimiento de Yanacocha se ubica en el departamento de Cajamarca y consiste de varios núcleos de alta sulfuración cuprífera con variados depósitos epitermales ricos en Au y Ag, ubicados en rocas volcánicas subaéreas de naturaleza andesítica a dacítica. La zona alterada y mineralizada mide 17 x 6 km^2 en dirección NE-SO.

La mineralización hipógena consiste principalmente de cuarzo, calcedonia y sílice opalina, los cuerpos silicificados presentan cantidades variables de enargita, covelita y pirita, pero es común la presencia de calcopirita, galena y tennantita, así como trazas de bornita, molibdenita y sulfosales de Pb-Cu-Ag. El oro se presenta como metal nativo o electrum en tamaños submicroscópicos, depositados en microvenillas y en cavidades de pirita porosa. Las zonas de óxidos son de gran profundización y están sobreimpuestas a la silicificación y a los cuerpos de sulfuros. Las reservas (1998) alcanzan 637 millones de toneladas con 1.0 g/t Au en seis yacimientos indicando un total de 20.6 millones de onzas de oro.

PIERINA

Es un depósito de alta sulfuración con altos contenidos de oro y plata, que aflora a 10 km al NO de Huaraz, departamento de Ancash. La roca huésped es de naturaleza volcánica perteneciente al Volcánico Calipuy, que presenta alte-

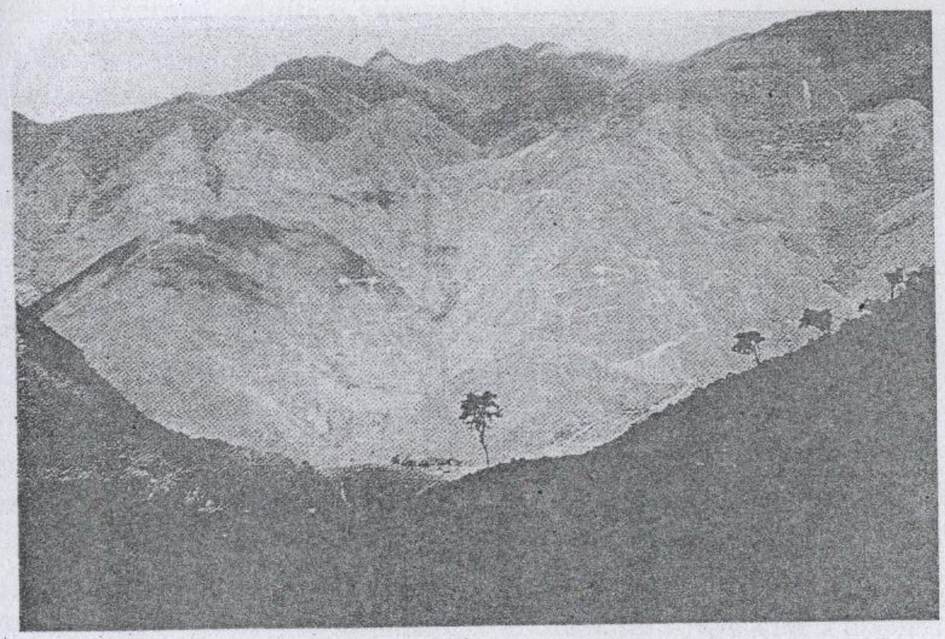


Fig. 20.7 Vista panorámica del yacimiento La Granja en Cajamarca.

Fig. 20.8 Vista de la Mina Antamina en Ancash.

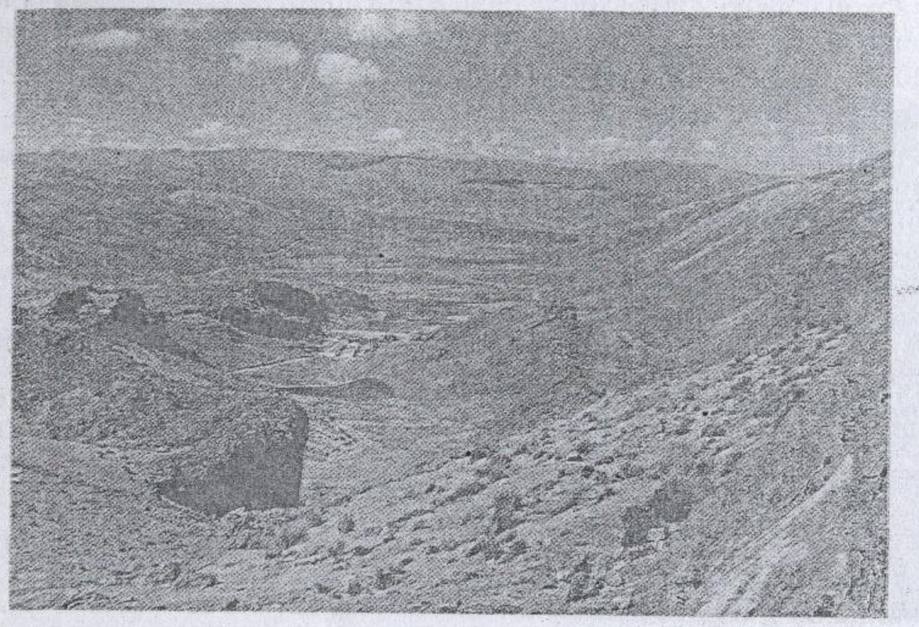


Fig. 20.9 Vista de la Mina Palca XI en Puno, productora de tungsteno.

Fig. 20.10 Mina Pasto Bueno en Ancash, productora de tungsteno.

ración hidrotermal argilítico avanzado, que aprovechó el fallamiento de bloques que se presenta en la región.

La mineralogía del depósito de Pierina evolucionó en varias etapas, consistiendo de sílice y alunita, cuarzo cavernoso, pirita, enargita, azufre y óxidos hipógenos y por último baritina. Los metales preciosos están particularmente enriquecidos en zonas de presencia de baritina. Esta asociación geoquímica Au-Ag-Ba se encuentra sobreimpuesta a los ensambles mineralógicos de azufre nativo, enargita, pirita, que generalmente tiene bajos contenidos de minerales auríferos. El material silíceo y cavernoso es el tipo de mena predominante. Las reservas alcanzan 68 millones de toneladas con 2.9 g/t Au y 23 g/t Ag para el único depósito.

ANTAMINA

Se constituye la mina de Cu-Zn más grande del mundo, es un depósito polimetálico del tipo skarn. Tiene una orientación SO-NE de más de 2 500 m de largo y un ancho de hasta 1 000 m

El skarn está generalmente zonado alrededor de un intrusito central: a) presenta un skarn de granate de color café con calcopirita adyacente a los intrusitos de pórfido monzonítico, b) el skarn de granate color verde con calcopirita y esfalerita que ocurre circundante al granate café y limitado por las calizas limolíticas metamorfizados, c) el skarn de wollastonita-diopsido-granate verde con bornita y esfalerita se encuentra en la margen sur del skarn de granate verde.

La caliza limolítica con variable marmolización ocurre alrededor del granate, presenta vetas, venillas y lentes de galena con menor cantidad de pirita, calcopirita, esfalerita y fluorita. El 90% del cobre se debe a la calcopirita, y menos del 10% a la bornita. La pirita y magnetita son comunes en todo el depósito. Los intrusivos centrales están mineralizados con molibdenita, y como minerales accesorios se incluyen la tennantita, pirrotita, hematita, cubanita, bismutinita.

Las reservas minables de estos tipos de mineral son de 494.3 millones de toneladas de 1.3% Cu, 1.0% Zn, 12 g/t Ag y 0.03% Mo

TIPOS DE YACIMIENTOS EN EL PERÚ

1. Magmáticos

Entre estos yacimientos se han considerado los depósitos de sulfuros de níquel y cobre en rocas ultrabásicas precámbricas de la Cordillera Oriental:

a) En la localidad de Chinchao, al NE de Huánuco, en San Luis y San José, afloran rocas ultrabásicas y sills que contienen pentlandita y calcopirita, con leyes que sobrepasan el 1,5%.
b) Los depósitos de cromo de Tapo, al sur de Tarma, ocurren en peridotitas y serpentinitas que contienen venillas con cromita.

c) Los depósitos tabulares de magnetita masiva, que afloran en el Batolito de la Costa, que incluye piroxenos y apatito como Tarpuy, Acarí, Yaurilla,y Matarani, sin importancia económica.

2. Skarn

Estos yacimientos son abundantes en la región intercordillerana, son importantes los de Cu-Fe en el sur del Perú, relacionados al Batolito de Abancay tales como Tintaya, Ferrobamba, Chalcobamba, entre los de cobre; y Livitaca y Capacmarca, Pampachiri entre los de hierro.

Los yacimientos en el centro del Perú están relacionados a stocks dacíticos pequeños como Antamina, Magistral (Ancash), Cobriza (Huancavelica) y Rondoní (Huánuco) por cobre.

En la Cordillera Occidental se conocen *skarns* de polimetálicos como Chungar, Santander, San Marino, y de cobre como Yauricocha (Lima).

Relacionados al Batolito de la Costa se conocen *skarns* de Cu y Fe de escasa importancia económica como los de Charcas (Ica); Avisor y Vale un Perú (Ancash) de cobre; y los de Cascas, Fátima (La Libertad-Ancash) por hierro y un *skarn* de tungsteno en Casma.

3. Pórfidos de Cu-Mo

Estos yacimientos están distribuidos en fajas o lineamientos, siendo los más importantes los relacionados especialmente al Batolito de la Costa.

En la faja sur del Perú existen los yacimientos de Cerro Verde- Santa Rosa, Toquepala, Cuajone, Quellaveco. Relacionados a stocks intrusivos de los segmentos Arequipa y Toquepala respectivamente.

Al norte de Lima se conocen prospectos aislados sin valor económico, a excepción de Pashpap por Cu-Mo.

En la zona intercordillerana del sur del Perú, existen algunos asociados a los yacimientos de *skarn*, ligados al Batolito de Abancay como Quechuas y Panchita.

En el centro del Perú se conoce el yacimiento de Toromocho que además de Cu contiene polimetálicos y Janchiscocha de Mo.

En el sector NE y E de la Cordillera Blanca se conoce el pórfido de Cu del Aguila, por Mo, Compaccha y California y el *stockwork* de Jacabamba por Mo.

En el norte del Perú existe una faja que se extiende desde Cajamarca hasta el Ecuador, con numerosos yacimientos de cobre profirítico asociados a una cadena de *stocks* subvolcánicos, como Michiquillay, El Molino, La Granja,

Cañariaco, Jehuamarca, La Vega, Páramo, La Huaca; que parecen estar asociados al batolito de Pomahuaca de edad Terciaria.

4. Chimenea de Brecha

Estos yacimientos están relacionados estrechamente a los pórfidos de cobre y se conocen en toda la faja cuprífera, se caracterizan por presentar brechas de cuarzo-turmalina con mineralización de cobre, molibdeno, tales como Cerro Negro y Rescate al sur de Cerro Verde en Arequipa.

En el centro en la Cordillera Negra se conocen Llipa y Aija y en el norte con mineralización de Cu-Mo con algo de W en turmalina, en Canchaque-Piura. Además, relacionada a los volcánicos terciarios se conoce la brecha polimetálica Don Bosco (Puno) que no lleva turmalina.

5. Volcanogénicos

Se conocen yacimientos de sulfuros de Cu, Cu-Zn-Pb con baritina de tipo manto o cuerpos relacionados a las formaciones volcánico-sedimentarias del Cretáceo inferior a superior.

En la costa central, se encuentran los yacimientos de tipo manto de calcopirita-pirita-pirrotita-actinolita tales como Raúl, Condestable y los Icas; estos yacimientos se consideran como volcánicos exhalativos.

Al este de estos yacimientos están los cuerpos irregulares o mantos de baritina con sulfuros masivos con esfalerita, galena y pirita, como Leonila, Graciela en la facies sedimentaria de la Formación Casma; Juanita, María Teresa, Aurora y Augusta emplazadas en rocas volcánicas.

En el NO del Perú se encuentran yacimientos de sulfuros masivos de pirita, calcopirita, esfalerita y plata como Tambogrande.

6. Estratiformes y Estratoligados

En el Perú ocurren yacimientos de los siguientes tipos y asociaciones:

a) Asociación Pb-Zn en Calizas

Yacimientos de esta asociación ocurren en el Grupo Pucará (Trías-Lias) como San Vicente, Shalipaico y Carahuacra (Junín) y Cercapuquio Zn-Cd.

En la Formación Santa (Valanginiano) se conocen El Extraño, Atalaya y Patria en Ancash.

En el Terciario se encuentra el yacimiento Colquijirca que también presenta una fuerte influencia hidrotermal.

b) Asociación Cu-V en Capas Rojas

Existen yacimientos relacionados a las Capas Rojas Mitu del Permiano como Landa (Apurimac), Negra Huanusha (Junín) y las Capas Rojas del Cretáceo-Terciario en Desaguadero (Puno) y Sicuani (Cusco).

El yacimiento de vanadio de Minasragra, asociada a Capas Rojas del Cretáceo-Terciario, es posiblemente una variedad de este tipo.

c) Yacimiento Sedimentario de Hierro

Un yacimiento de tipo Itabirita ocurre en Matarani (Moquegua) y representa sólo una reliquia por sus dimensiones reducidas.

d) Asfaltita Vanadíferas

En las formaciones calcáreas del Cretáceo superior en el centro del Perú en una faja de 100 km de largo ocurren lutitas bituminosas y lentes y venillas de asfaltitas que tienen contenido vanadíferos tales como Sincos, Lacsacocha y Marcapomacocha (Junín) y Gran Filón (Ancash).

7. Yacimientos Hidrotermales

a) Cuerpos de Reemplazamiento

La región intercordillerana del Perú central presenta yacimientos polimetálicos generalmente de morfología compleja con mantos, vetas y cuerpos. Se pueden distinguir:

- Depósitos zonados de Cu-Zn-Pb-Ag, tales como Cerro de Pasco, Morococha, Julcani, Hualgayoc y Huarón.
- Depósito de Pb-Zn-Ag, en Milpo, Atacocha.

b) Filones

En la faja cuprífera se conocen filones de paragénesis de edad variable:

Vetas de calcopirita, pirita, hematita, magnetita, turmalina, actinolita, apatito, como Eliana, Monterrosas, Cobre Acarí, relacionados a depósitos vulcanogénicos.

Vetas de calcopirita, pirita, especularita, cuarzo, relacionados a pórfidos de cobre, como Tojenes, Kiowa y Cinco Cruces.

Fig. 20.11 Mina San Antonio de Poto en Puno, productora de oro en morrenas.

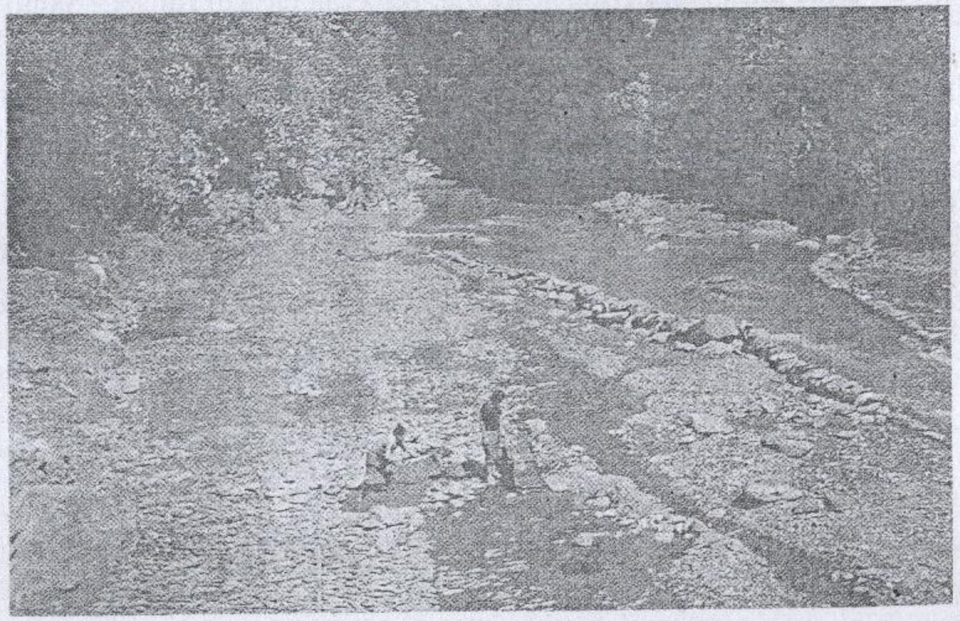


Fig. 20.12 Lavadero de oro en río Sagrario en Limbani, Puno (Foto E. Boulangger).

Vetas o chimeneas de asociación de calcita, pirita, calcopirita, bornita como Cuyahuasi y Diez Hermanos.

Vetas de cuarzo, pirita aurífera, con contenidos variables de galena, esfalerita, calcopirita y calcita como San Juan de Chorunga, Posco y Sol de Oro.

En la Cordillera Occidental se conocen asociaciones paragéneticas más complejas:

Vetas polimetálicas con enargita, tenantita, tetraedrita, calcopirita, esfalerita, galena argentífera, cuarzo y calcita que ocurren en rocas volcánicas, sedimentarias e intrusivas.

Vetas argentíferas, como los de las franja Puquio-Cailloma y en volcánicos miocénicos, con cantidades importantes de sulfuros de plata, acompañado por pirita, cuarzo, rodocrosita.

Las vetas de uranio y antimonio, Quenamari hospeda yacimientos de pechblenda con ganga de pirita, tales como Chapi Alto, Pinocho y Chilcuno. El antimonio se presenta en la zona de Corani, Collpa, etc.

Vetas de tungsteno de la Cordillera Blanca con una asociación de wolframita, hübnerita, algo de scheelita, tetraedrita, galena, fluorita como Málaga Santolalla. En Puno, la mina Palca 11 con mineralización de ferberita, scheelita, galena, esfalerita, calcopirita y cuarzo.

Vetas de casiterita, pirita, esfalerita, scheelita, ferberita en San Rafael, Santo Domingo.

METALOGENIA

La distribución de los diferentes tipos de metales y yacimientos indican una zonificación metálica de los Andes peruanos, que permiten establecer provincias metalogénicas, siguiendo en parte lo señalado por E. Bellido (1972) y E. Ponzoni (1980) se considera:

a) Una Provincia Metalogénica Occidental, que abarca la Cordillera Occidental de los Andes y la región intercordillerana.
b) Una Provincia Metalogénica Oriental, que abarca la Cordillera Oriental de los Andes.

a) Provincia Metalogénica Occidental

Se puede distinguir los siguientes elementos de esta provincia:

1. Subprovincia Cuprífera

Ubicada en la costa, en el flanco andino entre los límites con Chile y la virgación de Cajamarca.

Al oeste de esta subprovincia se encuentra:

a) Una faja discontinua de yacimientos de hierro: Morritos, Cerro Pelado (Tacna), Chaglianto (Moquegua) y Marcona.
b) Hacia el este se encuentra la faja cuprífera de la costa que se caracteriza por los pórfidos de Cu-Mo, chimenea de brechas, filones, yacimientos vulcanogénicos y metasomáticos, que pierden continuidad desde 7° S hasta 12° S.
c) Entre los 14° S y 16° S se presenta una importante área con mineralización aurífera de Nasca-Ocoña.

2. Subprovincia Polimetálica

Se ubica en las cumbres de la Cordillera Occidental y el sector intercordillerano, está bien desarrollada entre la virgación de Cajamarca al norte y la virgación de Abancay al sur, fuera de estos límites se encuentra mineralización cuprífera al norte de la virgación de Cajamarca, lo mismo que al sur de la virgación de Abancay en donde hay yacimientos mayormente auroargentíferos relacionados a los volcánicos terciarios.

Esta subprovincia se ha dividido en tres fajas, las cuales son de este a oeste:

- Faja con mineralización predominante en rocas sedimentarias del Triásico-Jurásico.
- Faja con mineralización en rocas sedimentarias del Cretáceo y Terciario.
- Faja con mineralización en volcánicos del Terciario.

3. Faja Intercordillerana del Sur

Es la prolongación hacia el sur de la subprovincia polimetálica, a partir de la virgación de Abancay, pero con rasgos metalogénicos sustancialmente diferentes, prácticamente no se conocen yacimientos polimetálicos de importancia, con excepción de Canarias y Madrigal.

Se distingue a) La zona de Cu-Fe de Apurimac-Cusco, caracterizada por numerosos yacimientos de skarn de Cu-Fe-b) La mineralización en los volcánicos miocénicos, caracterizado por filones argentíferos.

b) Provincia Metalogénica Oriental

Abarca la Cordillera Oriental de los Andes. Los rasgos metalogénicos de esta provincia recién se están conociendo.

En el sector norte de la Cordillera Oriental, al norte de la virgación de Abancay, entre 13° S y 17° S se caracteriza por:

- Los yacimientos de sulfuros de Ni-Co-Cu en cuerpos ultrabásicos.
- Los yacimientos de cromo de Tapo.
- Una faja discontinua de filones auríferos entre 6° S y 8° 40'S en rocas precámbricas y granitoides como los de Pataz, Buldibuyo y Parcoy.
- Un grupo de yacimientos de antimonio a 9° 45' S.
- A 11° 30'S vetas y stockwork de molibdenita.
- A 12° 30'S se encuentra el yacimiento cuprífero de Cobriza en forma de mantos.

En el sector sur de la virgación de Abancay se observa:

- Una mineralización de oro en filones y filón capas en las formaciones del Paleozoico inferior, como Santo Domingo, Ana María, Chabuca, Gavilán de Oro.
- Una faja de mineralización de antimonio en rocas siluro-devónicas como San Alejandro, Ticani, Magistral.
- Una área con mineralización en filones de Cu-Ni(Co)-Ag con algo de uranio, asociado a intrusivos finihercinianos (250 Ma) de la Cordillera de Vilcabamba-Minaspata-Huamanapi.
- Una faja con yacimientos de Cu-Sn-Bi(W) o Cu-W(Sn) con contenidos menores de molibdeno y oro, esta faja parece ser la prolongación de la faja estannífera boliviana, como San Rafael, Quenamari, Santo Domingo y Palca 11.

ÉPOCAS METALOGÉNICAS

Las fajas metalogénicas tienen, evidentemente, edades relacionadas a los eventos orogénicos y magmáticos que las originaron.

A la orogenia precámbrica de 2 000 Ma pertenecen las itabiritas del cratón de Arequipa, mientras que los sulfuros de Ni-Cu y el Cr de la Cordillera Oriental forman parte de la cadena precámbrica de 600 Ma, es probable que algo de la mineralización de oro de la Cordillera Oriental esté también ligada a esta orogenia.

A la orogenia eoherciniana podrían pertenecer los filones de oro y antimonio de la Cordillera Oriental del sur, ya que las de oro se encuentran afectadas por la esquistosidad de esa orogenia. Mientras que en la fase finiherciniana se ubican los yacimientos de Cu-Ni,Ag(Co),U, de Vilcabamba, relacionado a intrusivos de 250 Ma. Hacia el sur los yacimientos de Cu-Sn, Cu-W o W-Mo relacionados a intrusivos de 230 Ma lo que indicaría que existe una migración hacia el sur de la actividad magmática y metalogénica finiherciniana que es congruente con los datos señalados para el norte de Bolivia, en donde la mineralización de Sn y W están relacionados a intrusivos de 180 Ma. Sin embargo, existen yacimientos, como San Rafael, con edad de 24 Ma que indicarían una nueva generación de yacimientos de Cu-Sn-W en el Mioceno.

En la provincia metalogénica occidental, los yacimientos vulcanogénicos y los depósitos de Fe y de Cu de la faja cuprífera de la costa están relacionados a la subducción de la placa de Nasca a partir del Cretáceo superior.

El avance de la subducción hacia el este originaría los yacimientos de cobre de la región intercordillerana sur, Tintaya (34-40 Ma), luego los de la subprovincia polimetálica (alrededor de 15 Ma) y las vetas argentíferas en volcánicos (entre los 10 y 5 Ma). Las vetas del Nevado Portuguesa de 2,0 Ma es la última mineralización datada.

Los yacimientos singenéticos corresponden a la edad de los sedimentos de los cuales forman parte; son notables el Permiano superior (Capas Rojas) el Triásico-Jurásico (Grupo Pucará), el Cretáceo inferior (Formación Santa), el Cretáceo terminal y Terciario (Capas Rojas).

CLASIFICACIÓN Y CARACTERÍSTICAS DE MINERALES COMUNES

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
1. ELEMENTOS NATIVOS			
AZUFRE	S	2,05-2,09	2
Amarillo, raya blanca, resinoso.			
Ortorrómbico, hábito piramidal. Fractura concoidal.			
Depositado en las proximidades de las chimeneas volcánicas.			
COBRE	Cu	10,5	2,5-3
Rojo cobrizo, raya de cobre metálico, metálico.			
Cúbico, normalmente en masas irregulares o fibras, maleable, sectil.			
Se encuentra en zonas de oxidación con los carbonatos.			
DIAMANTE	C	3,5	10
Incoloro o amarillo pálido, cuando es puro. Adamantino.			
Cúbico, octaédrico.			
Se presenta en los conductos de las kimberlitas y en depósitos aluviales.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
GRAFITO	C	2,2	1
Negro, raya negra, craso.			
Hexagonal, masivo, hábito plano.			
Se presenta con mayor frecuencia en rocas metamórficas.			
PLATA	Ag	8,9	2,5-3
Blanco plateado, reflejos pardos o negros,raya blanca plateada, metálico.			
Cúbico, normalmente en masas irregulares o fibras, maleable, sectil.			
Se presenta en vetas hidrotermales y zonas de alteración.			
PLATINO	Pt	21,45	4
Gris acero a gris oscuro, raya gris, metálico.			
Cúbico, normalmente en granos pequeños, maleable.			
Metal raro que se presenta en rocas ígneas ultrabásicas.			
2. SULFUROS			
REJALGAR	AsS	3,48	1,5
Rojo, raya roja a anaranjada, resinoso.			
Monoclínico, prismático granular, sectil.			
Ocurre en vetas con minerales de mena de Pb,Ag y Au asociado con oropimente.			
ARGENTITA	Ag_2S	7,4-7,61	2
Negro, raya negra y brillante, metálico.			
Cúbico, octaédrico, masivo, sectil.			
Importante mena primaria de plata encontrada en vetas hidrotermales de baja temperatura.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
ARSENOPIRITA	FeAsS	5,85	2,5
Blanco plateado, raya negra grisácea, metálico.			
Ortorrómbico, cristales rómbicos.			
Es una mena de arsénico, se presenta en vetas hidrotermales de alta To, a menudo asociada con oro o estaño.			
BORNITA	Cu_2FeS_4	5,06-5,08	3
Bronce pardusco, con reflejos púrpuras y azules, raya negra grisácea, metálico.			
Cúbico, normalmente masivo.			
Es un sulfuro de cobre hipogénico que se encuentra en vetas.			
BOURNONITA	$PbCuSbS_3$	5,8-5,9	2,5
Gris acero a negro, raya similar, metálico.			
Ortorrómbico, cristales prismáticos, masivo.			
Se presenta en vetas hidrotermales, asociado con galena.			
Es una mena de cobre, plomo, antimonio.			
CALCOPIRITA	$CuFeS_2$	4,1-4,3	3,5
Amarillo bronce, raya negra grisácea, metálico.			
Tetragonal, seudotetraédrico, masivo.			
Es el mineral de cobre más ampliamente distribuido, en vetas hidrotermales y granos diseminados.			
CALCOSITA	Cu_2S	5,5-5,8	2,5
Gris plomizo con reflejos negros, raya negra, metálico.			
Ortorrómbico, grano fino y masivo.			
Es una importante mena de cobre que se presenta en zonas de enriquecimiento supergénico.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
CINABRIO	HgS	8,1	2,5
Rojo, raya escarlata, metálico.			
Trigonal, romboédrico, granular o incrustaciones.			
Es una mena importante de mercurio que se encuentra en rocas volcánicas y en las proximidades de fuentes hidrotermales.			
ENARGITA	Cu_3AsS_4	4,43-4,45	3
Negro a gris, raya negra grisácea, metálico.			
Ortorrómbico, columnar, laminar, masivo, perfecta.			
Rara, pero como mena de cobre se encuentra en vetas y en depósitos de reemplazamiento.			
ESFALERITA	ZnS	3,9-4,1	3,5-4
Negro pardusco a ambar, raya parda, resinoso.			
Cúbico, tetrédrico, masivo.			
Con mayor frecuencia se presenta en vetas o como masas de reemplazamiento en calizas. Es la mena más importante del zinc			
ESTANNITA	Cu_2FeSn_4S	4,4	4
Gris a negro, raya negra, metálico			
Tetragonal, masiva, rara, es una mena menor de estaño.			
ESTIBINA	Sb_2S_3	4,52-4,62	2
Negro a gris plomizo, raya similar, metálico.			
Ortorrómbico, tabular o laminar, perfecto.			
Es un importante mineral de antimonio encontrado en vetas hidrotermales de baja temperatura.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
GALENA	PbS	7,4-7,61	2,5
Negro, raya gris plomizo, metálico.			
Cúbico, cubos y octaedros, perfecto.			
Común y ampliamente distribuida en vetas y masas de reemplazamiento, es una mena de plomo.			
MARCASITA	FeS_2	4,89	6
Amarillo bronceado pálido, raya negra grisácea, metálico.			
Ortorrómbico, tabular, en fibras radiales.			
Menos coloreada y menos estable que la pirita, formada en vetas de baja temperatura.			
MILLERITA	NiS	5,5	3
Amarillo metálico pálido, raya negra verdosa, metálico.			
Trigonal, normalmente en fibras, perfecto.			
Se presenta en depósitos hidrotermales de baja temperatura, con frecuencia como alteración de otros minerales de Ni, es una mena menor de níquel.			
MOLIBDENITA	MoS	4,62-4,73	1
Gris plomizo, raya gris verdosa, craso.			
Hexagonal, hábito hojoso, perfecto, sectil.			
Se presenta en vetas asociadas con casiterita, scheelita, fluorita, es una mena de molibdeno.			
OROPIMENTE	As_2S_3	3,49	1,5
Amarillo, raya amarilla, resinoso.			
Monoclínico, prismático normalmente en masas hojosas.			
sectil.			
Mineral raro usualmente asociado con rejalgar.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
PENTLANDITA	(Fe,Ni)S	4,6-5,0	3,5
Amarillo bronceado pálido, raya parda pálida, metálico.			
Cúbico, en granos, sin crucero.			
Casi siempre asociada con pirrotita y pirita; es la mena más importante de níquel.			
PIRARGIRITA	Ag_3SbS_3	5,85	2,5
Rojo intenso, raya roja, translúcido, adamantino.			
Trigonal, prismático, romboédrico, masivo, pobre.			
Se presenta en vetas, es una mena de plata.			
La *Proustita* Ag3AsS3 es un mineral similar pero de color más tenue.			
PIRITA	FeS_2	5,02	6-6,5
Amarillo metálico pálido, raya negra verdosa o pardusca, metálico.			
Cúbico, en cubos estriados, pirotoédrico, pobre.			
Es el sulfuro más común y más ampliamente distribuido, con frecuencia se presenta en grandes cantidades con otros sulfuros de Pb-Zn-Cu-y Au. La pirita se altera a sulfato y óxidos, que forman la limonita, que cubre a los depósitos de sulfuros como *gossan* o sombrero de hierro.			
PIRROTITA	$Fe^{1-x}S$	4,58-4,65	4
Bronce pardusco, raya blanca, metálico.			
Hexagonal, normalmente masiva.			
Mineral accesorio, común en rocas ígneas, magnética.			
TETRAEDRITA	$(Cu,Fe,Au,Ag)_{12}Sb4S_{13}$	4,6-5,1	3-4,5
Gris a negro, raya negra a parda, metálico.			
Cúbico, tetraédrico, sin crucero.			
Se presenta en vetas hidrotermales de baja temperatura con minerales de Cu, Pb, Zn y Ag. Es un mineral de mena muy importante de plata y cobre.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
3. ARSENIUROS Y TELURUROS			
CALAVERITA	$AuTe_2$	9,35	2,5
Amarillo metálico a blanco plateado, raya gris amarillenta.			
Monoclínico, normalmente granular, sin crucero.			
Es un telururo de mena de oro que se distingue de la silvanita por la ausencia de crucero.			
NICOLITA	NiAs	7,78	5-5,5
Rojo cobrizo pálido, se altera a verde, raya negra pardusca, metálico.			
Hexagonal, normalmente masivo.			
Es una mena menor de níquel que se encuentra en rocas ígneas básicas y asociadas a vetas.			
SILVANITA	$(Au,Ag)Te_2$	8,16	1,5-2
Blanco plateado, raya gris, lustre metálico brillante.			
Monoclínico, prismático, normalmente laminar o granular, perfecto.			
Es un mineral de mena de oro y plata. Se encuentra en vetas con pirita y otros sulfuros y telururos.			
4. ÓXIDOS E HIDRÓXIDOS			
BAUXITA	Hidróxido de Al	2-2,55	01-mar
Blanco, negro, pardo rojizo está manchado con limonita, raya parda, mate.			
Es una mezcla de minerales, presenta estructura pisolítica.			
Producida por intemperismo en climas tropicales.			
BRUCITA	$Mg(OH)_2$	2,39	2,5
Blanco, algunas veces verdosa, raya blanca, perlado, craso o vítreo.			
Trigonal, normalmente foliado, perfecto.			
Se encuentra asociada con serpentina como un producto de descomposición de los silicatos de Mg.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
CASITERITA	SnO_2	6,8-7,1	6-7
Pardo a negro, algunas veces amarillento, raya blanca, translúcido, submetálico a adamantino.			
Tetragonal, perfecto.			
Se encuentra en vetas de cuarzo y pegmatitas cerca de granitos asociado a fluorita, topacio y turmalina.			
Mena principal de estaño con frecuencia extraída de placeres.			
CORINDON	Al_2O_3	4,02	9
Variable, gris, azul, rosa, rojo, vítreo.			
Trigonal, columnar con frecuencia con prismas hexagonales delgados, pobre.			
Mineral accesorio en rocas metamórficas e ígneas, pobres en sílice.			
CRISOBERILO	$BeAl_2O_4$	3,65-3,8	8,5
Amarillo, puede ser verde, raya blanca, vítreo.			
Ortorrómbico, tabular.			
Mineral raro, se presenta en pegmatitas graníticas. Usado como gema su nombre significa berilo dorado.			
CROMITA	$FeCr_2O_4$	4,6	5,5
Negro, raya parda, metálico a submetálico.			
Cúbico, octaédrico, normalmente masivo o en granos, sin crucero.			
Se presenta como mineral accesorio en rocas ultrabásicas tales como peridotitas. Es la única mena de cromo.			
CUPRITA	Cu_2O	6,1	3,5
Rojo, raya roja parduscа, submetálico.			
Cúbico, octaédrico.			
Se encuentra en la zona de oxidación de los depósitos de cobre, con fecuencia revestida de malaquita.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
DIÁSPORA	$HAlO_2$	3,3-4,0	6,5-7
Blanco, gris, rara vez pardo, rosa, raya blanca, vítreo, brillante.			
Ortorrómbico, plano, foliado, masivo, perfecto.			
Se encuentra como material masivo en las bauxitas, con corindón en las pegmatitas.			
ESPINELA	$MgAl_2O_4$	3,6-4,0	8
Blanca, rojiza, cuando es pura, raya blanca o gris, resinoso.			
Cúbico, octaédrico, sin crucero.			
Común en rocas metamórficas y como un accesorio en gabros y peridotitas.			
FRANKLINITA	$(Fe,Zn,Mn)(Fe,Mn)_2O_4$	5,15	6
Negro, raya pardo rojiza, metálico.			
Cúbico, octaédrico, masivo, sin crucero.			
Débilmente magnética, mena de zinc.			
GOETHITA	$HFeO_2$	4,37	5
Pardo, raya parda amarillenta, mate.			
Ortorrómbico, normalmente masivo, foliado, perfecto.			
Mineral secundario común.			
HEMATITA	Fe_2O_3	5,26	5,5-6,5
Gris acero a negro, raya roja, metálico o mate.			
Trigonal, romboédrica, fibras radiales, masas reniformes, pobre.			
Mineral ampliamente distribuido. Es la mena más importante de hierro, extraída de rocas principalmente sedimentarias.			
ILMENITA	$FeTiO_3$	4,7	5,5-6
Negro, raya negra, metálico.			
Trigonal, tabular, masivo, pobre.			
Se presenta como un mineral accesorio en las rocas gabroicas, en rocas metamórficas y en arenas de playa. Es una mena de titanio.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
LIMONITA	$FeO(OH)n.H_2O$	3,6-4,0	5
Pardo oscuro, raya parda amarillenta, pigmento conocido como ocre amarillo, mate.			
Amorfo, sin crucero.			
Mineral secundario encontrado en las zonas de oxidación con frecuencia asociado con goethita.			
MAGNETITA	Fe_3O_4	5,15	6
Negro, raya negra, metálico.			
Cúbico, octaédrico, masivo, sin crucero.			
Mena de hierro fuertemente magnética. Se presenta como mineral accesorio en rocas ígneas, en grandes capas en metamórficos y en arenas de playa.			
MANGANITA	MnO(OH)	4,3	4
Negro a gris acero, raya parda oscura, metálico.			
Ortorrómbico, cristales prismáticos largos o radiales, perfecto.			
Se encuentra en vetas asociada con rocas graníticas. Es una mena menor de manganeso			
PIROLUSITA	MnO_2	4,75	1-2
Negro, raya negra, metálico.			
Tetragonal, normalmente granular, perfecto.			
Es un mineral secundario que constituye crecimientos dendríticos y como masas nodulares en los fondos marinos. Es una mena principal de manganeso.			
PSILOMELANO	$(Ba,H_2O)Mn_5O_{10}$	4,7	5-6
Negro, raya negra pardusca, mate a submetálico.			
Ortorrómbico, masivo como incrustaciones reniformes, también terroso, sin crucero.			
Mineral secundario asociado con pirolusita, goethita y limonita. Es una mena de manganeso.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
RUTILO	TiO_2	4,18-4,25	6-6,5
Pardo rojizo a negro, raya parda pálida, adamantino.			
Tetragonal, prismático, bueno.			
Mineral accesorio en rocas graníticas y metamórficas. Mena de titanio, la anastasa (tetragonal) y brookita (orto) son polimorfas.			
URANINITA	$U O_2$	10,95	5,5
(Pechblenda)			
Negro, raya negra pardusca, submetálico, lustre como el de la brea.			
Cúbico, octaédrico, normalmente masivo y botrioidal.			
Radiactivo, se presenta como mineral primario en algunos granitos, en pegmatitas y vetas hidrotermales y también en algunas rocas sedimentarias.			
ZINCITA	ZnO	5,68	4-4,5
Anaranjado a rojo intenso, raya amarilla anaranjada, subadamantino.			
Hexagonal, normalmente masivo, perfecto, concoidal.			
Rara, se presenta principalmente con la franklinita.			
5. HALUROS			
CERARGIRITA	AgCl	5,51	2,5
Gris en superficie fresca, puede ser verdoso o pardusco, raya blanca, translúcido, similar a la cera.			
Cúbico, normalmente masivo, sectil.			
Es una importante mena supergénica de plata en las zonas de enriquecimiento.			
FLUORITA	CaF_2	3,18	4
Incoloro y con un amplio rango de colores, raya blanca, vítreo.			
Cúbico, cubos, perfecto.			
Mineral común que se encuentra en vetas con menas de metales. Mineral accesorio en rocas graníticas.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
HALITA	NaCl	2,16	2,5
Incoloro o blanco, puede ser amarillo, rojo o azul cuando está impuro, raya blanca, vítreo.			
Cúbico, en cubos, perfecto.			
La sal común o de roca se presenta en depósitos evaporíticos.			
SILVITA	KCl	1,99	2
Incoloro a blanco, tonos azules o rojo cuando está impuro, raya blanca, vítreo.			
Cúbico, cubos y formas octaédricas, perfecto.			
Sabor salado más amargo que la halita, se encuentra en depósitos evaporíticos.			
6. CARBONATOS			
ARAGONITA	$CaCO_3$	2,95	3,5-4
Incoloro, blanco, amarillento, raya blanca, vítreo.			
Ortorrómbico, prismático, tabular, imperfecto.			
Es la forma menos estable del CaCO3; tiende a precipitarse en aguas tibias y fuentes termales.			
AZURITA	$Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$	3,77	3,5
Azul a azul intenso, raya azul claro, vítreo.			
Monoclínico, cristales complejos o masivos, perfecto.			
Mineral secundario en depósitos de cobre.			
CALCITA	$CaCO_3$	2,77	3
Incoloro, blanco, presenta amplio rango de colores, raya blanca, vítreo.			
Trigonal, hábito hexagonal, columnar, romboédrico, masivo.			
Mineral ampliamente distribuido, se encuentra formando capas extensas de calizas.			
Efervece en frío con el HCl.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
CERUSITA	$PbCO_3$	6,55	3
Incoloro, blanco, gris, raya blanca, translúcido, adamantino.			
Ortorrómbico, cristales comunes, tabulares.			
Mineral supergénico de plomo, ampliamente distribuido, es una mena importante de plomo.			
DOLOMITA	$CaMg(CO_3)_2$	2,85	3,5-4
Normalmente rosado, puede ser incoloro, blanco, raya blanca, vítreo.			
Trigonal, romboédrico.			
Normalmente se encuentra en depósitos sedimentarios.			
ESTRONCIANITA	$SrCO_3$	3,7	3,5
Blanco, amarillento, gris, verde, raya blanca, translúcido, vítreo.			
Ortorrómbico, prismático, bueno.			
Se encuentra en vetas hidrotermales de baja temperatura asociada con barita, celestina y calcita.			
MAGNESITA	$MgCO_3$	3,0-3,2	3,5-5
Blanca, gris, amarillenta, raya blanca, vítreo.			
Trigonal, normalmente masiva.			
Ocurre en vetas y en manchas formadas por la alteración de serpentina, olivino o piroxeno.			
MALAQUITA	$CuCO_3(OH)_2$	3,9-4,03	3,5
Verde brillante, raya verde pálida, mate.			
Monoclínico, normalmente masiva, botrioidal.			
Mineral secundario común asociado con depósitos de cobre.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
RODOCROSITA	$MnCO_3$	3,45-3,6	3,5
Rosado, raya blanca, vítreo.			
Trigonal, normalmente masiva, estalactítica, perfecto.			
Se encuentra en vetas con minerales de plata, plomo y cobre.			
SIDERITA	$FeCO_3$	3,83-3,88	3,5
Pardo, raya blanca, vítreo.			
Trigonal, romboédrica, normalmente granular.			
Ampliamente distribuida en capas sedimentarias asociadas con arcilla, usada como mena de hierro, también se encuentra en vetas hidrotermales.			
SMITHSONITA	$ZnCO_3$	4,35-4,4	4,5-5
Pardo sucio, raya blanca, translúcido, vítreo.			
Trigonal, romboédrico, normalmente botroidal o estalactítico.			
Mineral secundario, normalmente asociado con depósitos de zinc en calizas.			
WITHERITA	$BaCO_3$	4,3	3,5
Blanco, gris, raya blanca, vítreo.			
Ortorrómbico, maclado da formas pseudohexagonales.			
Se encuentra en vetas asociada con galena.			
7. NITRATOS			
NITRO (Salitre)	KNO_3	2,09-2,14	2
Blanco, raya blanca, vítreo.			
Ortorrómbico, normalmente en incrustaciones delgadas.			
Se encuentra en algunos suelos usada como fuente de nitrógeno.			
NITRO DE SODA	$NaNO_3$	2,29	2
Blanco, algunas veces pardo, raya blanca, vítreo.			
Trigonal, normalmente masivo.			
Se encuentra sólo en regiones áridas.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
8. BORATOS			
BORAX	$Na_2B4O_7.10H_2O$	1,7	2-2,5
Blanco, raya blanca, translúcido, vítreo.			
Monoclínico, prismático, masivo en incrustaciones.			
Es el borato más ampliamente distribuido, formado por evaporación de los lagos salinos.			
9. FOSFATOS			
AMBLIGONITA	$LiAlFPO_4$	3,0-3,1	6
Blanco, gris, verdoso pálido o azulado, raya blanca, vítreo.			
Triclínico, grandes masas.			
Se encuentra en pegmatitas de granito, con espodumena y lepidolita. Es un mineral de mena de litio.			
APATITO	$Ca_5(F,Cl,OH)(PO_4)_3$	3,15-3,2	5
Verde, algunas veces pardo o azul, raya blanca, vítreo a graso.			
Hexagonal, prismático, columnar, concoidal.			
Mineral accesorio común. Roca fosfatada formada por la precipitación de apatito.			
AUTUNITA	$Ca(UO_2)_2(PO_4)_2.10\text{-}12\ H_2O$	3,15-3,2	2
Verde amarillento, raya amarilla, vítreo.			
Tetragonal, tabular, agregados.			
Mineral secundario formado en la zona de oxidación de los depósitos de uranio. Fluorescente.			
MONACITA	$(Ce,La,Y,Th)PO_4$	4,62-5,3	5
Pardo rojizo a amarillo, raya blanca, resinoso.			
Monoclínico, normalmente granular.			
Este fosfato de elementos tierras raras puede contener por encima del 20% de ThO2 y es la fuente principal de torio, un elemento radioactivo.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
PIROMORFITA	$Pb_5Cl(PO_4)_3$	7,04	3,5
Verde amarillo o pardo, raya blanca, resinoso.			
Hexagonal, grupos prismáticos, masas globulares			
Mineral secundario de la zona de oxidación de los depósitos de plomo.			
TURQUESA	$CuA_{16}(PO_4)_4(OH)_8.2H_2O$	2,6-2,8	6
Azul pálido, verde azulado, raya blanca o verdosa, ceroso.			
Triclínico, normalmente criptocristalino, y masivo			
Es usado como gema, se encuentra en vetas y en lugares volcánicos.			
10. SULFATOS			
ANGLESITA	$PbSO_4$	6,2-6,4	3
Incoloro a blanco, raya blanca, mate.			
Ortorrómbico, cristales similares a la barita.			
Mineral de plomo formado por la oxidación de la galena.			
ANHIDRITA	$CaSO_4$	2,9-3,0	3-3,5
Blanco, puede ser pardo, rosado o azulado, raya blanca, vítreo o perlado.			
Ortorrómbico, normalmente masivo, tabular.			
Normalmente se encuentra en depósitos de evaporitas.			
ANTLERITA	$Cu_3SO_4(OH)_4$	3,9	3,5
Verde a negro, raya verde pálido, vítreo.			
Ortorrómbico, cristales prismáticos, reniforme, masivo.			
Es una mena de cobre que se encuentra en zona de oxidación de los depósitos de cobre. La brocantita $Cu_4SO_4(OH)_6$ es muy parecida.			
BARITA	$BaSO_4$	4,5	3
Incoloro, blanco, raya blanca, vítreo.			
Ortorrómbico, tabular.			
Se presenta asociada con vetas de mineral metálico.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
CALCANTITA	$CuSO_4.5H_2O$	2,12-2,3	2,5
Azul, raya blanca, translúcido, vítreo.			
Triclínico, prismático, reniforme, concoidal.			
Se encuentra en la zona de oxidación de los depósitos de cobre en zonas áridas.			
Mena menor de cobre.			
CELESTINA	$SrSO_4$	3,95-3,97	3-3,5
Blanco, incoloro, raya blanca, vítreo.			
Ortorrómbico, cristales parecido a la barita.			
Se presenta diseminada en rocas sedimentarias asociada con yeso, anhidrita o la halita, también en cavidades y vetas.			
Es mena de estroncio.			
YESO	$CaSO_4.2H_2O$	2,32	2
Incoloro, raya blanca, transparente, vítreo.			
Monoclínico, algunas veces fibroso y tabular.			
Es la primera sal que se deposita por evaporación de las aguas salinas, también se encuentra en las proximidades de volcanes y en depósitos minerales.			
11. VANADATOS, TUNGSTATOS, MOLIBDENATOS			
CARNOTITA	$K_2(UO_2)(VO_4)_2.3H_2O$	4,1	1
Amarillo, raya amarilla, mate.			
Ortorrómbico, normalmente se presenta como polvo, perfecto.			
Es un mineral secundario que se encuentra en la zona de oxidación; es una mena de vanadio y de uranio.			
SCHEELITA	$CaWO_4$	5,9-6,1	4,5
Incoloro a blanco, amarillo o pardusco, raya blanca, vítreo.			
Tetragonal, hábito bipiramidal, comúnmente masivo.			
Es mena de tungsteno, se encuentra en pegmatitas y en vetas, asociada con casiterita, topacio y wolframita.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
WOLFRAMITA	$(Fe,Mn)WO_4$	7,1-7,5	4-5
Negro pardusco, raya rojiza o negro pardusco,submetálico.			
Monoclínico, prismático o tabular cuadrados, perfecto.			
Es la mena principal de tungsteno encontrado en pegmatitas y vetas de cuarzo.			
WULFENITA	$PbMoO_4$	6,5-7,0	3
Amarillo a anaranjado, puede ser verde o pardo, raya blanca, vítreo.			
Tetragonal, cristales tabulares cuadrados, pobre.			
Se encuentra en la parte oxidada de las vetas de plomo. Fuente menor de molibdeno.			
12. SILICATOS			
12a ORTOSILICATOS			
ALMANDINO	$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$	3,58-4,3	7
Rojo oscuro a negro o rojizo pálido, raya gris, vítreo.			
Cúbico, icositetraédrico o rombododecaédrico, sin crucero.			
Es el granate más común, se encuentra en rocas metamórficas. El piropo Mg3Al2(SiO4)3 es similar al almandino.			
ANDALUCITA	Al_2SiO_5	3,16	7,5
Gris, pardo alguna veces verdoso, raya blanca, vítreo.			
Ortorrómbico, prismático.			
Normalmente se encuentra en lutitas metamorfoseadas.			
CIANITA	Al_2SiO_5	3,63	5-7
Azul, gris, raya blanca, vítreo.			
Triclínico, laminar o tabular, perfecto.			
Se presenta en esquistos y *gneiss* .			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
EPÍDOTA	$Ca_2Fe{-}3Al_2(Si_2O_7)(SiO_4)O(OH)$	3,35-3,45	6-7
Verde amarillento a negro verdoso, raya gris, vítreo.			
Monoclínico prismático, perfecto.			
Común en rocas metamórficas y en alteración hidrotermal de bajo grado.			
ESFENA	$CaTiSiO_5$	3,4-3,55	5-5,5
Pardo, raya blanca, adamantino.			
Monoclínico, cristales con forma de cuña, definido.			
Mineral accesorio común en las rocas graníticas.			
ESTAUROLITA	$(Fe^{+2},Mg)_2(Al,Fe^{+3})_9O_6(SiO_4)_4(O,OH)_2$	3,7-3,8	7
Pardo rojizo o negro pardusco, raya gris, vítreo.			
Ortorrómboico, prismático, definido.			
Se presenta en esquistos y *gneises* .			
GROSULARIA	$Ca_3Al_2(SiO_4)3$	3,58	7
Verde pálido, raya blanca, vítreo a resinoso.			
Cúbico, icositetraédrico o rombododecaédrico, sin crucero.			
Es un granate que se presenta en calizas impuras metamorfoseadas.			
HEMIMORFITA	$Zn_4(Si_2O_7)(OH)_2.H_2O$	3,4-3,5	5
Blanco, raya blanca, translúcida, vítreo.			
Ortorrómbico, tabular a masivo, estalactítico, perfecto.			
Se encuentra en la zona de oxidación de los depósitos de zinc asociada con la smithsonita. Es una mena menor de zinc.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
IDOCRASA	$Ca_{10}(Mg,Fe)_2Al_4(SiO_4)_5(Si_2O_7)_2(OH)_4$	3,35-3,45	7
Pardo, puede ser verde, amarillo, azul, raya blanca, vítreo.			
Tetragonal, cristales prismático, pobre.			
Se encuentra en rocas metamórficas de alto grado rico en Al.			
OLIVINO	$(Mg,Fe)_2SiO_4$	3,27-4,37	6,5
Verde, raya blanca, translúcido, vítreo.			
Ortorrómbico, tabular, pobre.			
Se encuentra en rocas ígneas ricas en Mg y en Fe.			
TOPACIO	$Al_2(SiO_4)(F,OH)_2$	3,4-3,8	8
Incoloro, blanco, amarillo, azul, raya blanca, vítreo.			
Ortorrómbico, prismático, perfecto.			
Se encuentra en pegmatitas asociado con rocas graníticas.			
SILIMANITA	Al_2SiO_5	3,23	6-7
Gris, pardo, algunas veces verdoso, raya blanca, vítreo.			
Ortorrómbico, prismas finos o fibras, perfecto.			
Se encuentra en rocas metamórficas de alto grado rico en Al.			
WILLEMITA	Zn_2SiO_4	3,9-4,2	5,5
Blanco, cuando es puro, amarillo, verde, rojo, raya blanca, vítreo.			
Trigonal, prismático o romboédrico, normalmente masivo o granular.			
Se presenta en calizas cristalinas, es una mena importante de zinc.			
ZIRCÓN	$ZrSiO_4$	4,68	7,5
Pardo, puede ser incoloro, verde o azul, raya blanca, vítreo.			
Tetragonal, prismático, pobre.			
Mineral accesorio común en las rocas graníticas.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
12b CICLOSILICATOS			
AXINITA	$Ca_2(Fe,Mn)Al_2(BO_3)(Si_4O_{12})(OH)$	3,27-3,35	6,5
Pardo, raya blanca, vítreo.			
Triclínico, cristales en forma de cuña, bueno.			
Se encuentra en rocas metamórficas de alta temperatura, cerca de las intrusiones de granito.			
BERILO	$Be_3Al_2(Si_6O_{18})$	2,75-2,8	7,5
Verde, verde amarillento, raya blanca, vítreo.			
Hábito hexagonal columnar, pobre.			
Se presenta en pegmatitas en forma de veta. Es una gema.			
CORDIERITA	$Mg_2Al_3(AlSi_5O_{18})$	2,6-2,66	7-7,5
Azul, gris, amarillento o pardo, raya blanca, vítreo.			
Ortorrómbico, normalmente como granos, pobre.			
Se encuentra en rocas metamórficas y en algunos granitos; se parece al cuarzo pero tiene crucero.			
TURMALINA	$Na(Mg,Fe)_3Al_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH)_4$	3,0-3,2	7,5
Negra, incoloro cuando no tiene Fe, las variedades de Li son rosadas, verde,			
Trigonal, prismático, pobre.			
Se presenta en pegmatitas y también como mineral accesorio en rocas metamórficas.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
12c INOSILICATOS (Cadena Simple)			
AEGIRINA	$NaFeSi_2O_6$	3,4-3,55	6
Verde oscuro, pardusco o casi negro, raya blanca, vítreo.			
Piroxeno monoclínico, prismático o en granos, bueno.			
Se encuentra en sienitas ricas en Na y pobre en Si, como las sienitas nefelínicas.			
AUGITA	$Ca(Mg,Fe,Al)(Al,Si)_2O_6$	3,2-3,4	5-6
Verde oscuro, negro, raya blanca o gris, vítreo.			
Piroxeno monoclínico, prismático, bueno.			
Es el piroxeno más común, se presenta particularmente en rocas ígneas ricas en Ca, Mg, Fe.			
DIOPSIDA	$CaMgSi_2O_6$	3,2-3,3	6
Blanca a gris verdoso, raya blanca, vítreo.			
Piroxeno monoclínico, prismático, bueno.			
Es el piroxeno más común en rocas metamórficas ricas en Ca. Este mineral es el miembro extremo de una serie isomorfa que varía en composición hasta la hedenbergita, $CaFe(Si_2O_6)$.			
ENSTATITA	$Mg_2Si_2O_6$	3,2-3,5	6
Blanco, gris a verde pálido, raya blanca, vítreo.			
Piroxeno ortorrómbico, prismático o masivo, bueno.			
Se presenta en rocas básicas y ultrabásicas. Las variedades más puras se encuentran en meteoritos. Pertenece a una serie isomorfa con la hiperstena.			
ESPODUMENA	$LiAlSi_2O_6$	3,1-3,2	6,5
Blanco, violeta, gris, raya blanca, vítreo.			
Piroxeno monoclínico, prismático, bueno.			
Se presenta en pegmatitas con lepidolita y ambligonita. Es fuente de litio.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
HIPERSTENA	$(Mg,Fe)_2Si_2O_6$	3,5-3,9	6
Verde pardusco a negro, raya gris, vítreo.			
Piroxeno ortorrómbico, prismático o masivo, bueno.			
Se encuentra en rocas ígneas básicas y ultrabásicas y en rocas			
JADEITA	$NaAlSi_2O_6$	3,25-3,5	6,5
Verde, raya blanca, vítreo.			
Piroxeno monoclínico, normalmente fibroso y compacto.			
Se encuentra en rocas metamórficas asociadas con serpentina.			
WOLLASTONITA	$CaSiO_3$	2,8-2,9	5
Blanca a gris, raya blanca, vítreo a lustre perlado.			
Triclínico, cristales tabulares o masivos, perfecto.			
Se encuentra en calizas impuras metamorfoseadas térmicamente.			
12d INOSILICATOS (Cadena Doble)			
ACTINOLITA	$Ca_2(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$	3,35	6
Verde, raya blanca, vítreo.			
Anfibol monoclínico, prismático, laminar, perfecto.			
Se encuentra en rocas metamórficas de grado bajo a medio que contienen algo de Fe.			
GLAUCOFANO	$Na_2Mg_3Al_2(Si_8O_{22})(OH)_2$	3,0-3,2	6
Azul pálido, raya blanca a gris azulado, vítreo, sedoso en variedades			
Anfibol monoclínico, de hábito prismático, perfecto.			
Se presenta en esquistos de bajo grado. Este mineral y la riebeckita forman los miembros extremos de una serie isomorfa.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
HORNBLENDA	$NaCa_2(Mg,Fe,Al)_5(Si_8O_{22})(OH,F)_2$	3,2	5-6
Verde oscuro a negro, algunas veces pardusco, raya blanca a gris, vítreo. Anfibol monoclínico, prismático, laminar, bueno. Se encuentra tanto en rocas ígneas como metamórficas.			
RIEBECKITA	$Na_2Fe_3^{+2}Fe_3^{+3}(Si_8O_{22})(OH)_2$	3,41	6
Azul oscuro en los minerales ricos en Fe, raya gris azulada; vítreo. Anfibol monoclínico, prismático, perfecto. Se encuentra en rocas metamórficas y en rocas graníticas ricas en Na.			
TREMOLITA	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$	3,0-3,3	5-6
Blanco, puede ser verdoso, raya blanca, vítreo. Anfibol monoclínico, prismático, laminar, perfecto. Se encuentra en calizas impuras metamorfoseadas. Serie isomorfa con actinolita. Existe una variedad compacta de tremolita llamada nefrita que se emplea para hacer adornos de jade.			
12e FILOSILICATOS			
BIOTITA	$K(Mg,Fe)3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	2,8-3,2	2,5-3
Pardo a negro, raya blanca a gris, vítreo, perlado. Silicato monoclínico de estructura hojosa, perfecto. Mica común. Una variedad más pálida de mica con Mg se llama flogopita.			
CAOLINITA	$Al_4(Si_4O_{10})(OH)_8$	2,6-2,63	2-2,5
Blanco, gris, raya blanca, mate. Monoclínico, láminas de arcilla diminutas, perfecto. Es un mineral arcilloso secundario común, formado por la alteración de los feldespatos.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
CLORITA	$Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2$ $Mg_3(OH)_6$	2,6-2,9	2
Verde, raya blanca o verde pálido, vítreo a lustre perlado. Monoclínico, silicato con estructura de hojas. Mineral secundario muy común.			
GLAUCONITA	$K_2(Mg,Fe)_2Al_6(Si_4O_{10})_3(OH)_2$	2,5-2,8	2
Verde, raya verde, mate. Monoclínico, normalmente granular. Mica dioctaédrica, en granos autigénicos en los sedimentos marinos.			
LEPIDOLITA	$K_2Li_3Al_3(AlSi_3O_{10})_2(OH,F)_4$	2,8-3,0	2,5-4
Rosado o rojo, puede ser incoloro, gris, amarillo, raya blanca, vítreo. Monoclínico, silicato con estructura hojosa, perfecto. Ocurre en pegmatitas, fuente de litio.			
MUSCOVITA	$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	2,76-3,1	2,5
Incoloro, raya blanca, vítreo, perlado. Monoclínico, silicato de estructura hojosa, perfecto. Flexible con hojas elásticas. Mineral común formador de rocas.			
PREHNITA	$Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$	2,8-2,95	6
Verde claro a blanco, raya blanca, vítreo. Ortorrómbico, normalmente está rodeado de grupos de cristales tabulares, bueno. Se encuentra en cavidades en las rocas volcánicas basálticas.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
SERPENTINA	$Mg_6(Si_4O_{10})(OH)_8$	2,2-2,65	2-5
Verde, con frecuencia moteado, raya blanca, vítreo, ceroso o de lustre graso.			
Monoclínico, variedad fibrosa llamada crisotilo, variedad plana llamada antigorita.			
Mineral secundario formado por la alteración del olivino, piroxeno o			
TALCO	$Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2$	2,8-2,82	1
Verde a gris, raya blanca, lustre graso y suave.			
Monoclínico, silicato de estructura hojosa, perfecto, sectil.			
Mineral secundario formado a partir de silicatos de magnesio.			
12f TECTOSILICATOS			
ANALCIMA	$Na(AlSi_2O_6)H_2O$	2,27	5
Blanco, raya blanca, vítreo.			
Cúbico, icositetraédrico			
Normalmente se encuentra en cavidades de lavas basálticas.			
CRISOCOLA	$CuSiO_3.2H_2O$	2,0-2,4	2-4
Verde, pardo azulado cuando es impuro, raya azul claro, vítreo a terroso.			
Criptocristalino, fractura concoidal.			
Mineral secundario de los depósitos de Cu. Es una mena menor			
CUARZO	SiO_2	2,65	7
Incoloro, blanco, coloreado por impurezas, raya blanca, vítreo.			
Trigonal, hábito hexagonal columnar, masivo, concoidal.			
Mineral común formador de roca y vetas. Variedad masiva criptocristalina llamada pedernal, ágata.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
CHABAZITA	$(Ca,Na)_2(Al_2Si_4O_{12}).6H_2O$	2,05-2,15	4-5
Blanco, rosado, raya blanca, vítreo.			
Trigonal, romboédrico, pobre.			
Es una zeolita que se encuentra en basaltos amigdaloides.			
JASPE	SiO_2 con inclusiones de hematita	2,65	7
Rojo, raya rosada, vítreo a mate.			
Amorfo, normalmente masivo y de grano fino, fractura concoidal.			
Con frecuencia asociado con lavas almohadilladas.			
LAZURITA	$(Na,Ca)_4(AlSiO_4)_3(SO_4,S,Cl)$	2,4-2,45	5-5,5
Azul intenso, raya blanca, vítreo.			
Cúbico, normalmente masivo.			
Es un mineral raro que ocurre en calizas metamorfoseadas térmicamente.			
Comúnmente contiene pirita.			
LEUCITA	$K(AlSi_2O_6)$	2,45-2,5	5,5
Blanco a gris, raya blanca, mate.			
Cúbico, icositetraédrico.			
Feldespatoide raro que se encuentra en lavas en las cuales hay muy poco sílice, para combinarse con K dando feldespatos.			
NATROLITA	$Na_2(Al_2Si_3O_{10}).2H_2O$	2,25	5
Blanco, raya blanca, translúcido, vítreo.			
Monoclínico, prismático, cristales fibrosos radiales a partir de los centros.			
Es una zeolita que se encuentra en lavas amigdaloides.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
NEFELINA	$(Na,K)(AlSiO_4)$	2,55-2,65	5,5-6
Blanco a gris, raya blanca, lustre graso y suave.			
Hexagonal, prismático.			
Feldespatoide encontrada en rocas plutónicas y volcánicas.			
ÓPALO	$SiO_2.nH_2O$	1,9-2,2	05-jun
Incoloro, blanco, algunas veces de colores, raya blanca, vítreo, perlado.			
Amorfo, fractura concoidal.			
Depositado en cavidades a partir de soluciones acuosas calientes.			
ORTOCLASA	$KAlSi_3O_8$	2,57	6
Blanco, gris, algunas veces rosado, raya blanca, vítreo.			
Monoclínico, tabular, perfecto, bueno.			
Mineral común formador de roca, particularmente en rocas graníticas.			
PETALITA	$LiAlSi_4O_{10}$	2,41	6
Blanco a gris, raya blanca, perlado.			
Monoclínico, hábito laminar, perfecto, tenaz.			
Se encuentra en pegmatitas con otros minerales de litio como lepidolita. Es una mena importante de litio.			
PLAGIOCLASA	Albita $NaAlSi_3O_8$	2,62-2,76	6
Anortita $CaAl_2Si_2O_8$			
Blanco, gris, algunas veces rosado, raya blanca, vítreo.			
Triclínico, tabular, perfecto.			
Las plagioclasas son el grupo más común de minerales formadores de roca igneas.			

Nombre	Composición	Gravedad específica	Dureza
Color, Raya, Lustre.			
Sistema, forma, hábito, crucero, fractura.			
Observaciones			
SODALITA	$Na_4(AlSiO_4)_3Cl$	2,15-2,45	5-5,5
Azul, raya blanca, vítreo.			
Cúbico, rombododecaédrico, normalmente en granos.			
Feldespatoide raro. Cristales transparentes que se encuentran en las lavas del Vesubio, con otros feldespatoides.			

El libro de
GEOLOGIA GENERAL
se término de imprimir
en los talleres de
COMUNICACIÓN ON TIME SAC
Calle Las Trinitarias No. 209
Urb. Javier Prado 3era. Etapa
Salamanca
Ate Vitarte
Teléfonos: 435-1846 / 435-1954